



Vers un accès à une climatologie du rayonnement solaire : estimation de l'irradiation globale à partir d'images satellitales

Christelle Rigollier

► To cite this version:

Christelle Rigollier. Vers un accès à une climatologie du rayonnement solaire : estimation de l'irradiation globale à partir d'images satellitales. Océan, Atmosphère. Université Nice Sophia Antipolis, 2000. Français. NNT : . tel-00955264

HAL Id: tel-00955264

<https://theses.hal.science/tel-00955264>

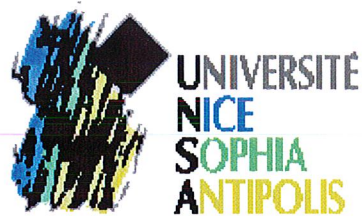
Submitted on 4 Mar 2014

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



CENTRE D'ÉNERGÉTIQUE
Groupe Télédétection & Modélisation

UNIVERSITÉ DE NICE -
SOPHIA ANTIPOLIS

Original

N° attribué par la bibliothèque

/ / / / /

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Nice - Sophia Antipolis

École doctorale « **Sciences et Technologies de l'Information et de la Communication** »

Formation doctorale « **Propagation, Télécommunications, et Télédétection** »

Spécialité Electronique

présentée et soutenue publiquement par

Christelle RIGOLLIER

le 17/11/2000

VERS UN ACCÈS À UNE CLIMATOLOGIE DU RAYONNEMENT SOLAIRE : ESTIMATION DE L'IRRADIATION GLOBALE À PARTIR D'IMAGES SATELLITALES

Directeur de thèse : Lucien WALD

Jury :

Pr. Albert PAPIERNIK
Pr. Em. John PAGE
Pr. Corrado RATTO
Pr. Hans-Georg BEYER
Pr. Bernard SEGUIN
Dr. Marc MANGOLINI
Pr. Lucien WALD

Université de Nice - Sophia Antipolis, France
Université de Manchester, Royaume-Uni
Université de Gênes, Italie
Université de Magdeburg, Allemagne
INRA, France
SPOT Image, France
Ecole des Mines de Paris, France

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur



CENTRE D'ÉNERGÉTIQUE
Groupe Télédétection & Modélisation

UNIVERSITÉ DE NICE -
SOPHIA ANTIPOLIS

N° attribué par la bibliothèque

THÈSE

pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Nice - Sophia Antipolis

École doctorale « **Sciences et Technologies de l'Information et de la Communication** »

Formation doctorale « **Propagation, Télécommunications, et Téli-détection** »

Spécialité Electronique

présentée et soutenue publiquement par

Christelle RIGOLLIER

le 17/11/2000

VERS UN ACCÈS À UNE CLIMATOLOGIE DU RAYONNEMENT SOLAIRE : ESTIMATION DE L'IRRADIATION GLOBALE À PARTIR D'IMAGES SATELLITALES

Directeur de thèse : Lucien WALD

Jury :

Pr. Albert PAPIERNIK
Pr. Em. John PAGE
Pr. Corrado RATTO
Pr. Hans-Georg BEYER
Pr. Bernard SEGUIN
Dr. Marc MANGOLINI
Pr. Lucien WALD

Université de Nice - Sophia Antipolis, France
Université de Manchester, Royaume-Uni
Université de Gênes, Italie
Université de Magdeburg, Allemagne
INRA, France
SPOT Image, France
Ecole des Mines de Paris, France

Président
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur

Grâce à toi et tes mains de
chirurgien-magicien, les ordinateurs que j'ai tué
ressuscitent, et le progrès est entré dans notre demeure
(le portable, la TV, le minitel...)! Pour tout cela, mais
surtout pour ta disponibilité et ta bonne humeur, je ne
t'oublierai pas Richel!
Que la future retraite du futur papy soit longue,
belle, animée, et remplie de petits et de grands moments
de bonheur!
Tu l'auras bien mérité!

Christelle

- Qu'est-ce que c'est que cette chose-là ?
- Ce n'est pas une chose. Ça vole. C'est un avion.
C'est mon avion.

Et j'étais fier de lui apprendre que je volais.

Alors il s'écria :

- Comment ! tu es tombé du ciel !
- Oui, fis-je modestement.
- Ah ! ça c'est drôle...

Et le petit prince eut un très joli éclat de rire qui m'irrita beaucoup. Je désire que l'on prenne mes malheurs au sérieux.

Puis il ajouta :

- Alors, toi aussi tu viens du ciel ! De quelle planète es-tu ?

J'entrevis aussitôt une lueur, dans le mystère de sa présence, et j'interrogeai brusquement :

- Tu viens donc d'une autre planète ?

Mais il ne me répondit pas. Il hochait la tête doucement tout en regardant mon avion :

- C'est vrai que, là-dessus, tu ne peux pas venir de bien loin...

Le Petit Prince
Antoine de Saint-Exupéry



À mon p'tit Steph

À ma famille
À ma belle-famille

Une des dernières pages écrites dans un manuscrit de thèse est contradictoirement l'une, si ce n'est la première, des pages à être lues...

Ne négligeons donc pas cet exercice qui consiste à essayer de traduire par ces quelques lignes toute ma reconnaissance, et qui aidera le lecteur à mieux situer le contexte de ces trois années de travail.

Tout d'abord, rien de cette « aventure » n'aurait eu lieu sans Lucien WALD qui a eu le courage d'une part de me recruter dans son équipe (t'ai-je vraiment bluffé comme tu dis !?) et d'autre part d'avoir occupé le (dur ?) rôle de mon directeur de thèse...

Rassure-toi, Lucien, ce rôle te va très bien, et pour répondre à tes questions posées ici ou là : ne change rien, tu fais ça à merveille ! A défaut d'une mousse au chocolat, je te dédie donc mes premiers remerciements.

Etre jugée par un jury aussi qualifié a été pour moi un honneur, et je tiens à remercier tous les membres du jury pour avoir accepté cette lourde tâche et pour le temps qu'ils ont passé à lire et à analyser ma thèse.

Si cette thèse s'est déroulée à l'Ecole des Mines de Paris, elle a fait l'objet d'une inscription administrative dans la formation doctorale « Propagation, Télécommunications, et Télédétection » de l'Université de Nice – Sophia Antipolis, dirigée par Albert PAPIERNIK. Je le remercie à double titre pour avoir accepté d'une part cette inscription et d'autre part la présidence du jury.

Garants du niveau et de la qualité d'une thèse, les rapporteurs n'ont pas une tâche facile. Cette tâche se complique encore si la thèse est rédigée dans une autre langue que la vôtre. A ce titre, je remercie particulièrement Messieurs les Professeurs John PAGE, Corrado RATO, et Hans-Georg BEYER de m'avoir fait l'honneur d'accepter cette épreuve et de l'avoir brillamment menée jusqu'au bout en venant assister à ma soutenance depuis, respectivement, l'Angleterre, l'Italie, et l'Allemagne.

Rares sont les jury composés de quatre rapporteurs... Certaines contraintes administratives et le contexte particulier liés au caractère « européen » de cette thèse en sont la raison. Ceci implique notamment que Bernard SEGUIN s'est vu proposer le rôle de rapporteur assez tardivement. Je le remercie donc d'avoir répondu par l'affirmative malgré ses occupations, et d'avoir par ses remarques perspicaces contribué à éclaircir certains points de la thèse.

A Marc MANGOLINI, je voudrais exprimer toute ma gratitude pour sa disponibilité malgré le peu de temps dont il disposait à cette période. J'ai beaucoup apprécié sa présence dans le jury, ainsi que ses commentaires très judicieux sur certaines parties du manuscrit.

Nobel de Physique en 1921, Einstein déclarait que « la connaissance s'acquiert par l'expérience »... Ceci pour souligner le savoir et l'expertise du Professeur émérite John PAGE, dont je tiens à saluer et à honorer la jeunesse, ainsi que le demi-siècle qui nous sépare ! Ce fût un honneur pour moi de le compter parmi les membres du jury.

Doctorants, docteurs, stagiaires, ou permanents, VOUS les acteurs du Groupe T&M, du CENERG, du CEMEF, ou du Pôle Cindyniques, je ne vous oublie pas et je voudrais vous remercier tous, pour avoir participé à créer cette ambiance conviviale qui a rendu ces trois années de travail si agréables !

Merci donc à vous tous, acteurs du présent ou du passé : Anne-Claire, Arnaud, Axel, Béatrice, Brice, Cathy, Cécile, Christian, Elisabeth, Emmanuelle, Eric, Erwan, Fabrice, François, Gérard, Gillou, Hervé, Isabel, Jean-Luc, Jérôme (Glouby), Jojo, Lionel, Ludovic, Magali, Marianne, Michel, Nicolas, Olivier, Philippe (merci Poupoule pour ton aide sur Matlab et pour avoir relu et commenté les trois premiers chapitres!), Renaud, Robert, Roseline, Sabine, Sadok, Séverine, les Thierry, Valérie, et les autres...

Entre tous, je voudrais faire une dédicace spéciale à Lionel et à Michel. A Lionel pour m'avoir supportée en face de lui pendant ces trois années (les mauvaises langues diront que ce n'était pas une tâche facile !) et pour avoir été plus qu'un simple collègue de bureau. A Michel pour avoir réglé tous mes petits soucis et problèmes touchant de près ou de loin à l'informatique (y compris pour la télévision !). Aux deux pour ces parties de tennis acharnées, et pour les pizzas non moins méritées !

Rares ont été les jours de soleil lors de cet été 1998 passé à Oldenburg, non loin des rives de la Mer du Nord, en Allemagne... Cependant, le soleil était ailleurs : dans le cœur de Max, de Hans, des deux Annette, de Elke, de Frank, de Oliver, de Detlev, de Christel, de Matthias, et de Sir Patrick, qui m'ont tous accueillie chaleureusement, et avec qui j'ai passé d'excellents moments ! Vielen Dank ! Ces quatre mois de séjour doctoral ont été très riches, tant humainement, linguistiquement, que scientifiquement. Enfin, je tiens à remercier particulièrement Annette H. pour son aide dévouée sur Modtran et sur d'autres points scientifiques sur lesquels je l'ai interrogée.

C'est de façon la plus légitime que je remercie également les équipes des projets Satel-Light et SoDa, ainsi que Richard PEREZ et Antoine ZELENKA, que j'ai eu la chance de rencontrés et qui m'ont beaucoup apportée lors de ces trois années.

Il me reste encore à remercier Catherine, Marie-Jo, et Titi, qui m'ont offert le « ticket d'entrée » à l'Ecole des Mines en me proposant de passer quelques mois avec eux, chez Syseca. Ce stage restera pour moi un excellent souvenir !

A tous ceux, amis et familles, qui se sont déplacés –parfois de loin– pour venir me soutenir, m'écouter, ou qui sont venus trinquer avec moi pour fêter ça, je dis un grand merci !

Tendrement, et de façon plus intime, j'aimerais remercier mon entourage familial : la Mounette, le Poun, Gaëlle, Jean-Pierre, Maric, et Hélène, pour avoir été présents, et Oriane, Davy, Florence, Elise, et Alain pour avoir été là par la pensée. Merci aussi pour l'excellent pot que vous m'avez offert... Vous vous y êtes tous attelés, depuis la recherche d'un champagne digne de ce nom, en passant par la quête de ces fameuses spécialités lyonnaises (Rosettes, Cocons, et Coussins), jusqu'à la confection de ces délicieux gâteaux au chocolat ! Un petit clin d'oeil aussi à Maga, Titou, Guillaume, et Audrey pour leurs encouragements, et à Pierrot pour ses relectures !

Oh non, bien sur, je ne t'ai pas oublié ! Sans toi, je n'aurais sans doute pas fait de thèse à l'Ecole des Mines, et ne serais sans doute pas docteur aujourd'hui...

Un profond et tendre merci donc, à toi, mon p'tit Steph. Toi qui m'a toujours soutenue, non seulement durant ces trois dernières années, mais aussi pour les moments ou les choix délicats qui ont jalonné notre vie. A toi, je dédie mes derniers remerciements.

Si la forme de cette page de remerciements vous paraît étrange, vous avez peut-être décelé un rien... un acrostiche, qui sait ?

Table des matières

Chapitre I

Introduction.....	11
-------------------	----

Chapitre II

De l'image au rayonnement solaire	23
---	----

II.1. Propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère.....	25
---	----

II.1.1. Le rayonnement solaire extraterrestre	25
---	----

II.1.2. Influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire	29
--	----

II.2. La télédétection et le satellite géostationnaire Meteosat.....	36
--	----

II.2.1. Historique et généralités	36
---	----

II.2.2. Interprétation des images satellitaires.....	38
--	----

II.2.3. Le système Meteosat	44
-----------------------------------	----

II.3. Présentation de la méthode Heliosat-1.....	50
--	----

II.4. Critique de la méthode Heliosat-1.....	54
--	----

Chapitre III

Étalonnage de Meteosat	55
------------------------------	----

III.1. Introduction.....	57
--------------------------	----

III.2. Description de la méthode Lefèvre <i>et al.</i> (2000).....	57
--	----

III.3. Critique et modification de la méthode de Lefèvre <i>et al.</i> (2000).....	60
--	----

III.3.1. Choix des slots	60
--------------------------------	----

III.3.2. Mise en évidence de la périodicité du signal étalonné	63
--	----

III.3.3. Estimation du bruit et étude du lissage du coefficient d'étalonnage	69
--	----

III.3.4. Modification des fenêtres spectrales de Meteosat-5, -6, -7	74
---	----

III.4. Calcul des coefficients d'étalonnage	75
---	----

III.5. Comparaison avec d'autres méthodes d'étalonnage.....	79
---	----

III.5.1. Comparaison avec Moulin <i>et al.</i> (1996) et Moulin et Schneider (1999).....	79
--	----

III.5.2. Comparaison avec Govaerts <i>et al.</i> , 1998	81
III.5.3. Comparaison avec Rossow <i>et al.</i> (1992), Desormeaux <i>et al.</i> (1993), Brest <i>et al.</i> (1997), et Rossow <i>et al.</i> (1995).....	83
III.5.4. Discussion sur la variabilité du signal	84
III.6. Conclusion.....	85

Chapitre IV

Mise au point d'une nouvelle.....	87
méthode Heliosat	87
IV.1. Introduction.....	89
IV.2. Modèle de ciel clair	89
IV.2.1. Influence du choix du modèle ciel clair pour l'estimation du rayonnement solaire	89
IV.2.2. Un autre modèle de ciel clair pour la méthode Heliosat ?	91
IV.2.3. Choix d'un modèle plus performant.....	93
IV.2.4. Conclusion.....	99
IV.3. Relation entre indice de ciel clair et indice d'ennuagement.....	101
IV.4. Albédos du sol et des nuages	105
IV.4.1. Estimation de l'albédo du sol.....	106
IV.4.2. Estimation de l'albédo des nuages	134
IV.4.3. Conclusion.....	136

Chapitre V

Vers un accès aux données : Le projet HelioClim.....	139
V.1. NTIC	141
V.2. Bases de données et SGBD.....	144
V.3. Helioserve : la composante « dissémination de l'information » du projet HelioClim	145
V.4. Base de données des coefficients d'étalonnage	147
V.5. Conclusion et perspectives	153

Chapitre VI

Conclusion	155
VI.1. Bilan du travail effectué	157
VI.2. L'avènement des données de la Seconde Génération.....	159

Références bibliographiques	163
-----------------------------------	-----

Annexe A

Le modèle de ciel clair « ESRA » dans le cadre de la méthode Heliosat.....	181
--	-----

Annexe B

Eclairement solaire spectral extraterrestre et réponse spectrale normalisée des capteurs Meteosat.....	199
--	-----

Liste des figures.....	203
------------------------	-----

Liste des tableaux	211
--------------------------	-----

Chapitre I

Introduction

L'énergie solaire, la plus populaire et la plus connue des énergies, s'impose aujourd'hui comme le symbole des énergies renouvelables. Le développement croissant des utilisations de l'énergie solaire depuis quelques années s'accompagne d'une demande de plus en plus forte de données climatiques adaptées. De toute évidence, les méthodes satellitaires permettent de répondre à cette demande en remédiant au mieux à l'imperfection du réseau de mesures au sol du rayonnement solaire.

Le soleil, cet astre de 4,5 milliards d'années, est la source d'énergie essentielle de notre planète, lui fournissant chaleur et lumière. Il est à l'origine de toute vie sur Terre et intervient ainsi dans de nombreux phénomènes biologiques et physiques. Quoi de plus naturel alors que de souhaiter connaître, pour mieux l'utiliser, ce rayonnement solaire ? Surtout, sachant que la Terre intercepte environ un deux-milliardièmes de l'énergie émise par le soleil, soit l'équivalent thermique de $1,5 \cdot 10^{21}$ Wh par an, soit 15.000 fois les besoins mondiaux ! (Frémy, 2000).

Outre son influence psychologique et physiologique sur l'être humain, le rayonnement solaire joue un rôle important dans de nombreux domaines que l'on peut tenter de regrouper de la manière suivante :

- environnement, qualité de l'air dans les villes, photo-chimie de l'atmosphère,
- production primaire et processus photo-biologiques,
- prévisions météorologiques, agro-météorologie, agriculture,
- océanographie, climatologie, ressources en eau (évaporation des réservoirs, qualité de l'eau),
- utilisation des énergies renouvelables (énergie solaire, énergie de la biomasse, ...), ingénierie des systèmes et installations solaires, architecture et habitat (confort, économies d'énergies, ...),
- vieillissement et résistance des matériaux (polymères, peintures), cosmétiques.

Ainsi le rayonnement solaire est une donnée indispensable dans ces disciplines et nombreux sont les documents qui soulignent **l'important besoin d'informations et de connaissances sur le rayonnement solaire** atteignant la surface terrestre (Bedel *et al.*, 1980 ; Anonyme, 1983 ; Anonyme, 1980 ; *Sun and Climate*, 1980 ; Beriot, 1983 ; Anonyme, 1984 ; *Solar Radiation of Africa*, 1991 ; *Applied Climatology*, 1997 ; WMO n°557, 1981).

Dans le réseau météorologique mondial, des stations au sol mesurent le rayonnement solaire. Différents types de données peuvent être mesurés par les stations : la durée d'insolation, la couverture nuageuse, l'irradiation globale ainsi que ses composantes directe et diffuse, la distribution spectrale du rayonnement, etc. Des réseaux de mesures *in situ* ont ainsi été installés, cependant les coûts d'investissement et de maintenance sont élevés pour chaque site. Dès lors, les réseaux nationaux ne comprennent souvent qu'un nombre limité de stations de mesures, même en Europe de l'Ouest, où la distance moyenne entre deux stations est d'environ 100 kilomètres. Dans d'autres régions du globe, les mesures sont encore plus rares (la distance moyenne entre deux stations en Europe de l'Est est d'environ 500 kilomètres, et en Afrique de 1000 kilomètres), voire inexistantes au-dessus des océans. Par conséquent, afin de connaître le rayonnement solaire en tout point d'une zone, il est nécessaire de procéder à des interpolations ou des extrapolations des mesures

ponctuelles et éparpillées. Plusieurs études ont été menées sur l'estimation du rayonnement solaire par ce biais. Leurs conclusions sont exposées en partie dans le paragraphe suivant.

Notons que pour ces différentes études, la qualité des estimations obtenues est évaluée en comparant les valeurs estimées (déduites des interpolations / extrapolations) avec d'autres valeurs issues de stations n'ayant pas été utilisées pour l'interpolation / extrapolation. Ces stations sont toujours situées *dans* la région géographique définie par les stations utilisées pour l'interpolation. On parle d'*extrapolation* lorsqu'une station est située à l'*extérieur* de la région géographique définie par les stations utilisées pour l'estimation. C'est pourquoi la qualité des extrapolations sera plus faible, l'interpolation représentant un cas plus favorable.

Anonyme (1995), dans un rapport pour le projet européen MARS (Monitoring of Agriculture by Remote Sensing), a trouvé qu'en utilisant huit stations voisines pour prédire la somme journalière de l'irradiation solaire globale, on obtient une erreur quadratique moyenne (EQM) relative de 20 %. Il est souligné que le biais est souvent important, et que la qualité de l'interpolation dépend de la zone géographique, ou plus exactement de l'adéquation entre la variabilité spatiale des propriétés optiques de l'atmosphère et la densité du réseau, et ce pour les échelles spatio-temporelles considérées.

Dans les travaux de Supit (1994), où cinq stations ont été utilisées, les erreurs (EQM) varient de 15 % à 25 % selon la technique choisie. L'étude la plus complète sur ce sujet a été réalisée par Zelenka *et al.* (1992) : différentes techniques ont été étudiées puis appliquées à six réseaux de stations météorologiques en Europe (Allemagne, Suisse, et Suède) et en Amérique du Nord. Parmi ces techniques, la moyenne quadratique pondérée (utilisant le carré de la distance) offre une estimation de la somme journalière de l'irradiation solaire globale avec un biais relatif de 1 % à 3 % et une erreur (EQM) relative de 15 % (juillet) à 40 % (janvier). Par ailleurs, les travaux menés par Hulme *et al.* (1995) sur la durée d'ensoleillement ou par Beyer et Wald (1996) sur l'irradiation journalière rapportent des conclusions similaires pour l'estimation des moyennes mensuelles de la somme journalière. Ces travaux, menés en utilisant respectivement 800 et 600 stations réparties en Europe, calculent des moyennes climatologiques (moyennes effectuées sur plusieurs années, respectivement 30 et 10 ans) de la moyenne mensuelle de la somme journalière de l'irradiation solaire. Le biais relatif des interpolations varie entre 0 et 2 %, tandis que l'erreur (EQM) relative varie entre 5 % (juillet) et 11 % (janvier).

Plusieurs auteurs (Zelenka *et al.*, 1992 ; Hay, 1981 ; Hay, 1984 ; Hay et Hanson, 1985 ; WMO, 1981 ; Perez *et al.*, 1997) rapportent que l'erreur d'extrapolation est une fonction de la distance du site concerné aux autres stations de mesure. Plus cette distance est

grande, plus l'erreur (EQM) relative est élevée. Selon Zelenka *et al.* (1992), celle-ci est d'environ 10 % à une distance de 16 km, 20 % à une distance de 64 km et atteint 40 % à 256 km pour l'estimation de la somme journalière de l'irradiation solaire globale. Une étude similaire sur l'irradiation horaire (Perez *et al.*, 1997) montre que la précision se dégrade encore pour ce type de données, rapportant des erreurs quadratiques moyennes relatives d'environ 20 % à 16 km, 25 % à 64 km et près de 45 % à 256 km.

Pour le cas de l'interpolation, la situation est légèrement meilleure : l'erreur quadratique moyenne pour la somme journalière est d'environ 10 % à une distance de 16 km, 18 % à 64 km et 28 % à 256 km (Zelenka *et al.*, 1992). L'étude portant sur l'estimation de l'irradiation horaire (Perez *et al.*, 1997) présente une comparaison, où là encore les erreurs sont supérieures à celles constatées pour la somme journalière. Ces erreurs, bien que plus faibles que celles obtenues par extrapolation, restent élevées surtout connaissant la distance moyenne entre deux stations de mesure en Europe de l'Est par exemple (500 km). Les travaux menés par Perez *et al.* (1997) sur l'irradiation horaire amènent par ailleurs à la constatation que l'erreur quadratique moyenne est élevée, même pour des distances aussi faibles que 4 km : qu'il s'agisse d'interpolation ou d'extrapolation, ils rapportent une erreur de 15 % résultant d'après eux de la forte variabilité des structures spatiales du rayonnement horaire.

Ils soulignent en effet que la précision décroît lorsque les stations utilisées sont situées dans différentes zones climatiques ou lorsqu'elles sont séparées par des structures géographiques telles que des mers, des montagnes ou des villes, car la mesure ponctuelle d'un pyranomètre n'est en général représentative que des conditions locales de la mesure. En effet, ces zones présentent une forte variabilité du rayonnement solaire, due aux variations très rapides :

- de la nébulosité (le long des côtes, sur les reliefs),
- des caractéristiques de la surface (côtes, limites des neiges et glaces, reliefs tourmentés),
- du type et de la quantité d'aérosols (côtes, fronts séparant des masses d'air d'origines différentes, agglomérations urbaines),
- des conditions d'exposition : versant de montagne, orientation des récepteurs,
- d'altitude de la surface (montagne).

Enfin, les erreurs obtenues dépendent du temps d'intégration considéré puisque les erreurs sur l'estimation de l'irradiation horaire sont supérieures à celles constatées pour la somme journalière, elles-mêmes supérieures à celles obtenues pour des moyennes mensuelles.

Interpoler ou extrapoler des mesures au sol pour cartographier le rayonnement solaire est donc une possibilité. Cependant, dès que la distance entre deux stations augmente,

l'estimation devient de plus en plus grossière. En effet, la forte variabilité de l'éclairement solaire, affecté par de nombreux facteurs, implique que le réseau de mesures au sol ne pourra jamais rendre compte des détails microclimatiques du gisement solaire. La **qualité** des mesures est également un point crucial, or celle-ci n'est contrôlée que pour un nombre restreint de stations. Si l'erreur (précision) sur les mesures des réseaux correctement entretenus est généralement de 3 % à 5 % (Zelenka *et al.*, 1999), une seule donnée erronée suffit à anéantir le travail effectué à partir de celle-ci ! Il est donc toujours indispensable de contrôler la qualité de ces données par des vérifications adaptées. Enfin, les coûts d'investissement et de maintenance étant élevés, les données de rayonnement, lorsqu'elles sont disponibles pour un lieu et un moment donnés, sont parfois **coûteuses**. Il résulte de ces constatations une divergence entre les besoins des divers utilisateurs et l'information disponible par l'intermédiaire des réseaux de mesures. L'utilisation des mesures au sol disponibles dans le réseau météorologique mondial ne semble donc pas être une solution idéale.

Une autre possibilité consiste à utiliser les images fournies par les satellites météorologiques géostationnaires disponibles depuis 1974. En effet, différentes méthodes ont été développées, permettant de déduire l'irradiation solaire reçue au sol à partir des observations satellitaires dans les domaines spectraux du visible et de l'infrarouge. Celles-ci offrent l'avantage d'obtenir une qualité constante sur toute la zone géographique étudiée. Des études ont effectivement montré que la précision ne dépend pas de la zone géographique, sauf pour des zones à relief très variable ou pour lesquelles les directions d'illumination ou d'observation sont très obliques. Par ailleurs, on note une forte dépendance de la résolution spatiale des données satellitaires sur la précision : les estimations sont d'autant meilleures que la résolution des images est fine (Zelenka, 1994).

En outre, les travaux menés d'une part par Zelenka *et al.* (1992) et d'autre part par Perez *et al.* (1997) rapportent une distance moyenne entre les sites, au-delà de laquelle l'estimation satellitaire surpasse celle issue de l'extrapolation : cette distance est de 50 km pour la somme journalière de l'irradiation solaire globale, et tombe même à 34 km pour l'irradiation horaire. Ces mêmes auteurs (Zelenka *et al.*, 1999) vont d'ailleurs jusqu'à recommander vivement l'utilisation des estimations satellites à proximité de la station de mesures.

Nous pouvons en conclure que les estimations satellitaires paraissent être une meilleure alternative que celles obtenues par interpolation, et *a fortiori* par extrapolation, dans le réseau météorologique mondial, et que même en Europe (cas le plus favorable) la distance moyenne entre les stations est largement supérieure aux distances limites rapportées dans la bibliographie.

Parmi les nombreuses méthodes rencontrées dans la littérature permettant de déduire la valeur du rayonnement solaire au sol à partir d'images satellitales, la plupart d'entre elles sont décrites ou commentées dans par les publications suivantes : Hay et Hanson, 1978 ; Ellis et Vonder Haar, 1978 ; Tarpley, 1979 ; Gautier *et al.*, 1980 ; Pastre, 1981 ; Davis et Penn, 1981 ; Cano, 1982 ; Diak *et al.*, 1982 ; Solomon *et al.*, 1982 ; Justus et Tarpley, 1983 ; Möser et Raschke, 1983 ; Dedieu, Deschamps, et Kerr, 1983 ; Delorme *et al.*, 1983 ; Schmetz, 1989 ; Cano *et al.*, 1986 ; Justus *et al.*, 1986 ; Dedieu *et al.*, 1987 ; Marullo *et al.*, 1987 ; Diabaté *et al.*, 1989 ; Stuhlmann *et al.*, 1990 ; Whitlock *et al.*, 1990 ; Delorme *et al.*, 1992 ; Ben Djemaa et Delorme, 1992 ; Noia *et al.*, 1993 ; Rieland et Stuhlmann, 1993 ; Brisson *et al.*, 1994 ; Whitlock *et al.*, 1995 ; Berger *et al.*, 1996 ; Charlock et Alberta, 1996 ; Chaabane *et al.*, 1996 ; Ceballos et Moura, 1997 ; Chou et Zhao, 1997 ; Muselli *et al.*, 1998 ; Colle *et al.*, 1999 ; Zelenka *et al.*, 1999. Une première sélection est faite à partir de ces différentes méthodes, la précision des quelques méthodes retenues est reportée dans le tableau I.1. Celui-ci présente pour chacune d'elles l'erreur quadratique moyenne (EQM) relative et le biais relatif. Pour une plus grande objectivité, nous avons exclu de ce tableau les publications relatives à l'étude de nouvelles méthodes et de leurs fondements lorsque celles-ci étaient rapportées par leurs propres auteurs : seules les publications « indépendantes » ont été retenues. Ceci exclut de fait plusieurs méthodes qui n'ont pas été testées de manière indépendante. Les raisons du choix des différentes méthodes sont exposées plus loin.

Type	Référence	Biais	EQM
Somme horaire	Satel-Light projet (CEC, DG 12) (Heliosat, différentes versions - 3 évaluations indépendantes par version)	~ 10 %	~ 30 %
	Bauer (1996) (Heliosat, format B2)	2 %	35 %
	Zelenka <i>et al.</i> (1999) (Heliosat avec modifications)	1 %	23 %
Somme journalière	Iehlé <i>et al.</i> (1997) (Heliosat, format B2, à partir de 3-4 sommes horaires seulement)	16 %	27 %
	DWD (méthode Möser, Raschke, 1983, 1984)	- 4 %	17 %
	Zelenka <i>et al.</i> (1992) (Heliosat)	- 10 %	16 %
	NOAA AgriSTARS (satellite GOES, méthode de Tarpley, 1979)	- 7 %	20 %
	NOAA AgriSTARS (satellite GOES, USA Nord Est, méthode de Tarpley, 1979)	- 2 %	21 %
Somme décadaire	Iehlé <i>et al.</i> (1997) (Heliosat, format B2)	16 %	19 %
Moyenne mensuelle de la somme horaire	Heidt <i>et al.</i> (1998) (Heliosat)	non fourni	19 %
Moyenne mensuelle de la somme journalière	Solar Radiation Atlas of Africa (méthode IGMK de Stuhlmann <i>et al.</i> , 1990)	2 %	10 %
	Solar Radiation Atlas of Africa (Heliosat)	- 8 %	10 %
	Heidt <i>et al.</i> (1998) (Heliosat)	non fourni	10 %

Tableau I.1. Précision (erreur quadratique moyenne relative : EQM, et biais relatif) de certaines méthodes permettant de déduire l'irradiation solaire à partir d'images satellitaires. Ces résultats sont issus d'une recherche bibliographique. Un biais positif est synonyme d'une sous-estimation.

Soulignons que les travaux de Michaud-Regas (1986) et Diabaté (1989) ont montré les limites de ces précisions, qui dépendent effectivement des durées et périodes de comparaison entre les mesures faites au sol et les estimations faites par satellite. Aussi convient-il de ne pas trop s'attacher aux valeurs exactes. De plus, les travaux de Zelenka *et al.* (1999) montrent que l'erreur quadratique moyenne calculée en comparant les estimations satellites d'irradiation horaire aux mesures *in situ* ne provient pas uniquement de la précision de la méthode satellite elle-même. En effet, si les auteurs rapportent une erreur totale de 23 % en comparant estimations satellites et mesures au sol, ils concluent que l'erreur attribuée uniquement à la méthode satellite n'est en fait que de 12 - 13 %, la différence provenant de :

- l'erreur des mesures fournies par les pyranomètres (3 - 5 %),
- l'erreur due à la micro-variabilité spatiale de l'irradiation solaire (5 - 8 %),
- l'erreur due à l'hétérogénéité des données comparées (3 - 5 %) : les données satellites instantanées et étendues spatialement sont comparées avec des mesures au sol ponctuelles et intégrées dans le temps.

Les méthodes satellitaires semblent donc plus appropriées pour répondre correctement aux besoins des utilisateurs.

Ces besoins portent en général sur des données détaillées en tout point du globe, et non

uniquement au-dessus de sites isolés, et ceci pour différentes échelles spatiales (du kilomètre au millier de kilomètres). Il s'agit souvent de séries temporelles de valeurs de différentes résolutions temporelles (minute, heure, journée), de quantités statistiques (moyennes mensuelles, annuelles, climatologiques, courbes de fréquences cumulées, ...), de distributions spatiales et spectrales de l'irradiation, ou encore de la répartition du rayonnement solaire en ses différentes composantes sur plan horizontal ou surfaces inclinées. En d'autres termes, la couverture spatio-temporelle des données disponibles actuellement est insuffisante pour les utilisateurs et la connaissance sur le rayonnement solaire doit donc être améliorée. Il faut ajouter à cette première exigence deux autres conditions nécessaires afin de fournir à l'utilisateur l'information correspondant précisément à ses besoins :

- l'accès à l'information doit être facilité pour l'utilisateur, qui doit aujourd'hui faire face à différents types de données, différentes unités de mesure, différents référentiels temporels (temps universel, heure locale, temps solaire moyen, temps solaire vrai), différents formats de stockage, etc.,
- l'information offerte doit correspondre aux besoins spécifiques des différents utilisateurs en proposant des données directement utilisables par ceux-ci.

D'importants bénéfices pourraient être retirés par ces utilisateurs –ingénieurs, entreprises, sociétés, ou instituts de recherche– si l'information pertinente était plus facilement disponible en tout point du globe et à tout instant. Parmi les projets scientifiques développés aujourd'hui, nombreux sont ceux qui démontrent l'intérêt des méthodes satellitaires citées plus haut pour estimer la ressource énergétique solaire, et une grande partie de leurs efforts est dévolue à la collecte, à l'archivage, et surtout à la diffusion de l'information sur le rayonnement solaire. Ils font pour cela appel aux nouvelles technologies de l'information et de la communication (NTIC) en utilisant notamment les technologies du web et en mettant en œuvre des réseaux « intelligents ». Quelques réalisations ont déjà été menées dans le cadre de programmes de recherche internationaux, aboutissant aujourd'hui à plusieurs bases de données, dont certaines sont disponibles sur Internet.

A priori, l'objectif de la thèse ne concernait que la première exigence, à savoir l'amélioration de la connaissance sur le rayonnement solaire. L'ambition finale du projet de recherche dans lequel s'inscrit la thèse est de proposer une climatologie du rayonnement solaire adaptée aux besoins des différents utilisateurs. Toutefois, l'envergure de cette tâche dépasse le cadre temporel de cette thèse, et nous proposons ici uniquement d'établir les fondements et les éléments nécessaires et indispensables en vue de l'élaboration de cette climatologie. *A posteriori*, nous avons choisi d'inclure dans la thèse des travaux pour améliorer l'accès à l'information sur le rayonnement solaire. Ce choix se justifie par l'importance de l'impact que peut avoir un meilleur accès à l'information sur la

création scientifique et la manière de travailler des équipes de chercheurs. Jugeant ce point important, nous avons voulu contribuer à l'amélioration de l'accès à l'information.

Ainsi, nous proposons dans le cadre de cette thèse une méthode d'estimation du rayonnement solaire, tout en réfléchissant à l'accès et la dissémination des données.

Au regard des arguments avancés plus haut, il semble justifié de choisir une méthode d'estimation du rayonnement solaire faisant appel aux données de satellites d'observation. Parmi les méthodes existantes, celle retenue doit remplir certaines conditions :

- Tout d'abord, la méthode doit être précise. Cette condition semble évidente dans le cadre de notre étude. Pour une telle méthode, il est raisonnable d'attendre un biais quasiment nul et une erreur (EQM) inférieure à 20 % pour l'estimation de la somme journalière de l'éclairement solaire.
- Ensuite, la méthode doit être fiable : les algorithmes doivent pouvoir être utilisés sur une longue période. Ceci inclut aussi bien la prise en compte des changements de capteurs au cours du temps (par exemple, pour la série Meteosat, 6 changements se sont succédés - Meteosat 1 à 7 - depuis 1977) que les événements naturels comme les éruptions volcaniques entraînant une couche de poussière importante.
- En outre, l'algorithme choisi doit pouvoir s'appliquer à différents jeux de données présentant éventuellement des résolutions spatio-temporelles différentes, ou ayant été acquises par différents satellites, ou par différents capteurs.
- Il est également préférable que la méthode utilisée ne nécessite pas la connaissance de paramètres extérieurs difficiles d'accès, tels que certains paramètres de l'état atmosphérique, afin de faciliter le traitement rapide d'un grand volume d'images.
- Enfin, la méthode doit permettre de cartographier de larges zones géographiques, sans pour autant poser des problèmes de mémoire ou nécessiter de trop longs temps de calcul.

Si le tableau I.1 ne fait pas ressortir une méthode de qualité exceptionnelle, aucune ne présente une trop médiocre précision. Parmi les différentes méthodes, Heliosat est comparable aux autres et offre une précision satisfaisante. Très connue et largement utilisée par la communauté scientifique mondiale, ses caractéristiques, qualités et inconvénients ont été largement étudiés (Beyer *et al.*, 1996 ; Cano, 1982 ; Cano *et al.*, 1986 ; Demarcq, 1985 ; Diabaté *et al.*, 1988, 1989 ; Diabaté, 1989 ; Grüter *et al.*, 1986 ; Moussu 1988 ; Moussu *et al.*, 1989 ; Obrecht, 1990 ; Michaud-Regas, 1986 ; *Solar Radiation Atlas of Africa*, 1991 ; Zelenka, 1986, 1994 ; Zelenka et Lazic, 1987 ; Zelenka *et al.*, 1990, 1992). Elle se distingue notamment par ses propriétés de robustesse, de simplicité, et d'exploitation, qui correspondent aux critères cités ci-dessus. Elle semble donc être la plus appropriée et ses qualités constituent un avantage certain dans le cadre de l'élaboration d'une base de données climatiques.

C'est pourquoi la méthode Heliosat est choisie dans le cadre de notre étude. Cependant, au regard des conditions évoquées ci-dessus, la précision reste faible. On remarquera que le biais est souvent élevé par rapport à l'erreur quadratique moyenne. Ceci est dû à un manque de robustesse dans le choix d'un des paramètres de la méthode (Iehlé *et al.*, 1997) bien que les qualités de la méthode Heliosat dans ce domaine soient reconnues. Enfin la méthode Heliosat n'a pas été conçue pour s'accommoder d'un changement de capteur, d'où la nécessité de l'améliorer en vue de son utilisation pour l'élaboration d'une base de données climatiques de rayonnement solaire.

Ainsi, outre la contribution apportée en vue d'un meilleur accès aux données, l'objet de la thèse porte sur l'amélioration de la méthode Heliosat.

Ce mémoire de thèse est organisé de la façon suivante.

Telle qu'elle a été conçue, la méthode Heliosat peut s'appliquer à toute image provenant d'un satellite géostationnaire. Pour des raisons pratiques, nous considérons ici en particulier son application aux images Meteosat. Dans le chapitre II, nous présentons donc le satellite géostationnaire Meteosat dans l'environnement de la télédétection. Une description succincte du système Meteosat, principal outil d'acquisition des images nous concernant, y est menée. Quelques généralités sur le rayonnement solaire et le transfert radiatif dans l'atmosphère sont ensuite exposées dans ce chapitre, avant de décrire la méthode Heliosat. Le principe et la description de cette méthode sont présentés avant d'identifier ses défauts. Des améliorations substantielles de cette méthode appelée « Heliosat-1 » seront proposées et elle deviendra la méthode « Heliosat-2 ».

Les chapitres III et IV constituent le noyau de ce travail de thèse. Un point décisif de la méthode Heliosat-2 est l'étalonnage en valeur absolue des images en luminance. Cet étalonnage n'est pas connu au jour le jour par l'opérateur du satellite (Eumetsat pour Meteosat). Une méthode d'étalonnage par l'analyse des images fournies par le satellite est donc nécessaire. Nous avons choisi comme base de départ la méthode de Lefèvre *et al.* (2000), que nous avons corrigée, puis modifiée. Nous l'avons ensuite appliquée à treize années (1985-1997) d'images Meteosat. La fonction d'étalonnage obtenue a été comparée à d'autres fonctions proposées par d'autres auteurs. Cette étude sur l'étalonnage est détaillée dans le chapitre III.

Le chapitre IV traite les autres points d'amélioration de la méthode : une meilleure modélisation du rayonnement par ciel clair, une relation plus appropriée entre indice de ciel clair et indice d'ennuage, et une méthode différente d'évaluation de l'albédo planétaire ainsi que celui des nuages. L'amélioration de chacun de ces points contribue à

l'amélioration globale des résultats, bien que ce gain global n'ait pas été exactement quantifié. Il aurait fallu pour cela effectuer des comparaisons avec des mesures *in situ*. Nous avons collecté ces données météorologiques horaires du rayonnement global pour 54 stations en Europe pour la période s'étalant de juillet 1994 à juin 1995, et nous remercions les services météorologiques pour leur aide. Nous avons analysé leur qualité selon les critères établis dans l'atlas européen du rayonnement solaire. Les images satellitales ont été, elles, préparées et mises au bon format. Cependant, le temps a manqué pour créer un logiciel opérationnel de la méthode Heliosat-2, puis l'appliquer aux images, et enfin effectuer la comparaison.

Dans le chapitre V, nous abordons les méthodes pour la mise à disposition des informations obtenues aux différents utilisateurs, tout en exposant un projet ayant précisément comme objectif la dissémination des données de climatologie solaire : le projet « HelioClim ».

Enfin, nous concluons et présentons les perspectives de ce travail de recherche dans le chapitre VI.

Chapitre II

De l'image au rayonnement solaire

Les satellites météorologiques tels que Meteosat gravitent en permanence autour de la Terre assurant ainsi l'observation de la Terre et de son atmosphère. Perdue dans l'espace, la Terre est plongée dans le flux du rayonnement solaire, qui peut être soit piégé par notre planète, soit réfléchi vers l'espace. Les interactions des rayonnements électromagnétiques avec l'atmosphère atténuent le flux énergétique finalement reçu au sol. L'étude de ces interactions est nécessaire afin de mieux utiliser les possibilités offertes par la télédétection, en particulier la possibilité de permettre l'élaboration d'atlas de climatologie solaire offerte par les images du satellite Meteosat.

II.1. Propagation du rayonnement solaire dans l'atmosphère

II.1.1. Le rayonnement solaire extraterrestre

Le Soleil est constitué d'un noyau de plasma porté à 10^7 K entouré de la principale couche d'émission lumineuse : la photosphère. Celle-ci est encore entourée de la chromosphère puis de la couronne, siège de différents phénomènes spectaculaires tels que les éruptions solaires.

Huit minutes et quelques secondes suffisent au rayonnement solaire pour parcourir les 149,6 millions de kilomètres séparant le Soleil de la Terre. Le rayonnement électromagnétique émis par le soleil couvre toutes les longueurs d'onde, depuis les rayons X et γ jusqu'à l'infrarouge lointain, mais 99,9 % de l'énergie se situent entre 0,2 et 8 μm . On peut encore restreindre le domaine d'émission spectral du soleil au domaine compris entre 0,3 et 4 μm . En effet, les rayons ultraviolets de longueurs d'onde inférieures à 0,3 μm sont absorbés par l'ozone, alors que le rayonnement supérieur à 4 μm est largement absorbé par la vapeur d'eau, ainsi 98 % du rayonnement solaire total est compris dans cet intervalle. La figure II.1 montre les caractéristiques spectrales du rayonnement solaire. La courbe supérieure en trait continu représente l'éclairement spectral à la limite de l'atmosphère. Elle est très proche de celle qui serait due à un corps noir porté à 6000K (en trait discontinu). Les nombreuses raies du spectre de rayonnement hors atmosphère sont dues aux phénomènes d'absorption sélective (spectre de Fraunhofer) dans la photosphère, mais aussi à des raies d'émission provenant majoritairement de la chromosphère. La présence de bandes d'absorption de Fraunhofer très intenses dans l'ultraviolet provoque une diminution sensible de l'éclairement dans l'ultraviolet comparativement à celui qui serait fourni par un corps noir porté à 6000K.

Enfin, la courbe inférieure en trait continu représente l'éclairement dû au rayonnement solaire direct au niveau de la mer. La différence entre celle-ci et celle correspondant à l'éclairement au sommet de l'atmosphère représente l'atténuation par la diffusion et l'absorption (bandes d'absorption hachurées) du rayonnement solaire suite à sa traversée de l'atmosphère. Ces phénomènes sont décrits dans le paragraphe II.1.2.

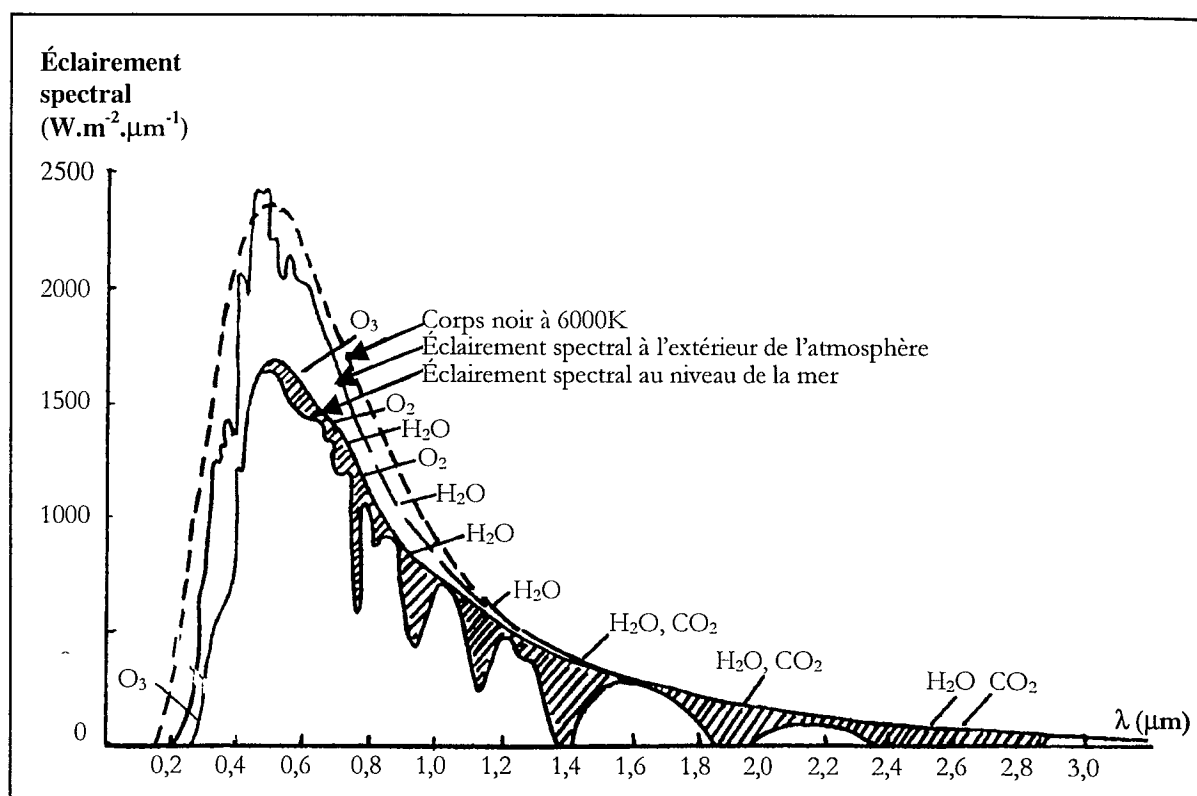


Figure II.1. Spectre énergétique du rayonnement solaire direct (WMO n°557, 1981). On note d'une part la similarité entre le spectre d'un corps noir à 6000K et celui du rayonnement solaire à l'extérieur de l'atmosphère, et d'autre part la différence entre le spectre solaire hors atmosphère et celui au niveau de la mer. La différence entre ces deux dernières courbes étant due aux phénomènes d'absorption et de diffusion atmosphériques, détaillés dans le paragraphe II.1.2.

II.1.1.1. Constante solaire

Le flux de rayonnement solaire reçu au sommet de l'atmosphère, dans un plan perpendiculaire aux rayons varie avec le carré de la distance Terre-Soleil. Etant donné que l'orbite de la Terre est elliptique, et non circulaire, l'énergie effectivement reçue varie selon un cycle annuel de 3,5 % autour de sa valeur moyenne. Cette valeur moyenne est appelée constante solaire, notée I_0 , et vaut 1367 W.m^{-2} . Pour chaque position de la Terre par rapport au soleil, donc pour chaque jour, on obtient le flux de rayonnement reçu au sommet de l'atmosphère en modulant I_0 par l'excentricité ϵ , qui tient compte de la variation de la distance Terre-Soleil.

Le flux varie également légèrement selon l'activité solaire, cette variation est de l'ordre de 1 %.

Le rayonnement reçu au sol varie encore en fonction du jour et des coordonnées géographiques du lieu considéré. En effet, l'orbite de la Terre autour du Soleil et l'angle de l'écliptique ($23^{\circ}27'$ à $-23^{\circ}27'$) modifient aussi le rayonnement solaire.

II.1.1.2. Trajectoire de la Terre - Le temps

La Terre subit deux types de déplacement : la révolution de la Terre autour du Soleil (ellipse ayant pour foyer le soleil) et la rotation de la Terre sur elle-même autour de l'axe des pôles, le plan équatorial étant incliné à $23^{\circ}27'$ sur le plan de l'écliptique.

- Déclinaison du soleil

Le mouvement de rotation de la Terre autour du Soleil nous amène à définir la déclinaison du Soleil. C'est l'angle formé par la direction du Soleil et le plan équatorial terrestre. Elle varie de façon sinusoïdale au cours de l'année entre $-23^{\circ}27'$ et $+23^{\circ}27'$, pour être nulle aux équinoxes. Plusieurs formules permettent d'approcher de façon suffisamment précise la variation de la déclinaison au cours de l'année (Perrin de Brichambaut et Vauge, 1982).

- Le temps :

Le mouvement de la Terre sur elle-même définit la notion de jour en faisant succéder des périodes d'ombre et de lumière. Une rotation complète s'effectue en 24 heures, et amène ainsi la définition du temps, puisque chaque heure correspond à un écart angulaire de 15° .

Le **temps universel** (TU, anciennement GMT) est le temps solaire moyen du méridien de Greenwich. Pour en déduire le temps légal ou local (TL), il convient d'ajouter au temps universel le décalage du fuseau horaire :

$$TL = TU + \text{décalage} \quad (\text{II. 1})$$

Le **temps solaire moyen** (TSM) se déduit de l'équation suivante :

$$TSM = TU + \lambda/15 \quad (\text{en heure}) \quad (\text{II. 2})$$

où λ est la longitude en degrés ($\lambda > 0$ si à l'est du méridien de Greenwich, sinon $\lambda < 0$).

Enfin, les variations saisonnières, dues au fait que la Terre décrit une ellipse autour du Soleil, amènent à distinguer le **temps solaire vrai** (TSV). Le temps solaire vrai est lié au temps solaire moyen (TSM) par l'équation du temps (Δt), et n'en diffère que de 16,5 minutes au maximum :

$$TSV = TSM + \Delta t \quad (\text{en heure}) \quad (\text{II. 3})$$

A la notion de temps solaire vrai, se rattache celle d'**angle horaire du Soleil**, ω , qui est l'arc de trajectoire solaire compris entre le Soleil et le plan méridien du lieu. En 24 heures, l'angle horaire décrit par le Soleil est de 360° . Celui-ci augmente donc de 15° par heure. La valeur 0° de l'angle horaire est donnée au passage du Soleil dans le plan méridien, il est compté négativement avant midi TSV, et positivement après. Pour une longitude λ donnée, il existe une correspondance directe entre le temps solaire vrai et l'angle horaire du Soleil :

$$\omega = 15 (\text{TSV} - 12) = 15 (\text{TU} + \lambda/15 + \Delta t - 12) \quad (\text{II. 4})$$

II.1.1.3. Trajectoire apparente du soleil

A tout instant, il est possible de déterminer la position du Soleil dans la voûte céleste, en fonction de sa déclinaison, de son angle horaire, et de sa géométrie. La géométrie du Soleil est définie par deux angles : sa hauteur angulaire au-dessus de l'horizon, et son azimut géographique (Perrin de Brichambaut et Vauge, 1982).

- La **hauteur angulaire du Soleil**, γ_s , est l'angle formé par le plan horizontal au lieu d'observation et la direction du Soleil. La hauteur angulaire du Soleil peut varier de 0° , lorsque le Soleil est sur l'horizon, à 90° , lorsque le Soleil est au zénith. L'angle complémentaire de la hauteur angulaire du Soleil définit l'**angle zénithal du Soleil**.

La hauteur angulaire du Soleil est souvent abrégée par « hauteur du Soleil », et est donnée par l'expression suivante :

$$\sin \gamma_s = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega \quad (\text{II. 5})$$

où φ est la latitude du lieu,

δ est la déclinaison du Soleil,

ω est l'angle horaire du Soleil.

- L'**azimut du Soleil**, Φ , est l'angle compris entre le méridien du lieu et le plan vertical passant par le Soleil. L'origine 0° des azimuts correspond à la direction Sud dans l'hémisphère Nord, et à la direction Nord dans l'hémisphère Sud. Les azimuts sont comptés positivement vers l'Ouest et négativement vers l'Est.

L'azimut du Soleil est donné par la relation suivante :

$$\tan \Phi = \sin \omega / (\sin \varphi \cos \omega - \cos \varphi \tan \delta) \quad (\text{II. 6})$$

II.1.2. Influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire

II.1.2.1. Atmosphère

L'atmosphère est composée de différentes couches superposées les unes sur les autres. Depuis le sol, on distingue notamment la troposphère, puis la stratosphère, la mésosphère, suivie de la thermosphère.

L'atmosphère terrestre est composée essentiellement d'azote et d'oxygène. L'air propre et sec est composé de 78 % d'azote, de 21 % d'oxygène, de 1 % d'argon, et de 0,33 % de dioxyde de carbone. On rajoute à cela la vapeur d'eau et les aérosols. Les aérosols sont des particules soit d'origine naturelle, telles que le sable, la suie, les cristaux de glace, ou les poussières volcaniques, soit d'origine artificielle telles que celles produites par l'industrie, l'automobile, ou le chauffage.

Ainsi l'atmosphère se décompose en trois groupes : les molécules d'air sec et les gaz permanents, le contenu en eau, et les aérosols. Le rayonnement terrestre en traversant l'atmosphère est donc atténué par chacun de ces termes.

II.1.2.2. Trajet optique (masse d'air atmosphérique)

Le trajet optique des rayons solaires au sein de l'atmosphère est déterminé par la hauteur angulaire du soleil au-dessus de l'horizon. Pour une hauteur angulaire du soleil suffisante (supérieure à 12°), on peut considérer l'atmosphère comme une couche gazeuse homogène et plane, et adopter la formule simple suivante donnant le trajet optique relatif à une station située au niveau de la mer :

$$m(\gamma_s) = 1 / \sin \gamma_s \quad \text{avec } \gamma_s > 12^\circ \quad (\text{II. 7})$$

Pour un site en altitude, étant donné que le rayonnement solaire traverse une moindre épaisseur d'air, le trajet optique diminue. Pour déduire sa valeur, il suffit de multiplier le trajet calculé précédemment par le facteur $p/1013$. En effet, la pression atmosphérique dépend directement de la masse d'atmosphère située au-dessus du lieu envisagé, et la masse atmosphérique à la verticale d'un point n'est fonction que de la pression atmosphérique en ce point.

Pour de plus faibles hauteurs angulaires du soleil, il faut tenir compte de la courbure de la Terre et des effets de réfraction atmosphérique. Seules les formules plus complexes comme celles de Kasten et Young (1989) donnent une bonne précision du trajet optique :

$$m(\gamma_s^{\text{vraie}}) = \frac{(p/p_0)}{\sin \gamma_s^{\text{vraie}} + 0.50572 (\gamma_s^{\text{vraie}} + 6.07995)^{-1.6364}} \quad (\text{II. 8})$$

où γ_s^{vraie} est exprimée en degrés, et représente la hauteur angulaire solaire corrigée des effets de réfraction atmosphérique :

$$\gamma_s^{\text{vraie}} = \gamma_s + \Delta\gamma_{\text{refr}} \quad (\text{II. 9})$$

avec

$$\Delta\gamma_{\text{refr}} = 0.061359 (180/\pi) \frac{0.1594 + 1.1230 (\pi/180) \gamma_s + 0.065656 (\pi/180)^2 \gamma_s^2}{1 + 28.9344 (\pi/180) \gamma_s + 277.3971 (\pi/180)^2 \gamma_s^2} \quad (\text{II. 10})$$

La correction d'altitude p/p_0 est donnée par :

$$p/p_0 = \exp(-z/z_h) \quad \text{avec } z_h = 8434.5 \text{ m} \quad (\text{II. 11})$$

La distribution spectrale du rayonnement solaire hors atmosphère correspond à un trajet optique nul ($m = 0$). L'unité de trajet optique ($m = 1$) correspond à la traversée verticale de l'atmosphère dans toute son épaisseur ($\gamma_s = 90^\circ$, soleil au zénith) pour une pression atmosphérique au sol de 1013 hPa.

II.1.2.3. Influence de l'atmosphère sur le rayonnement solaire

Lors de son passage dans l'atmosphère terrestre, le rayonnement solaire est considérablement atténué, il n'est donc pas aussi évident de déterminer la valeur du rayonnement solaire à la surface de la Terre que de connaître celle atteignant une surface horizontale au sommet de l'atmosphère. En effet, le rayonnement solaire piégé par notre planète est en partie « utilisé » lors de transformations photochimiques dans les hautes couches atmosphériques (ozone), en partie absorbé par les gaz atmosphériques (vapeur d'eau, oxygène, gaz carbonique,...), diffusé par les molécules (azote et oxygène), ou diffracté par les gouttelettes nuageuses et les aérosols.

Ainsi, l'énergie solaire disponible au sol est le résultat d'une série de transformations détaillées ci-dessous (Iqbal, 1983).

- Absorption atmosphérique

L'absorption par les gaz atmosphériques est dite sélective : elle concerne des bandes de longueur d'onde réparties de façon discrète dans le spectre solaire. L'absorption atmosphérique est due essentiellement à l'ozone (O_3), l'oxygène (O_2), le gaz carbonique (CO_2), et la vapeur d'eau (H_2O) ; et en moindre partie à l'azote (N_2), le monoxyde de carbone (CO), les hydrocarbures (CH_4 , C_2H_4 , C_2H_6 , C_3H_8), les oxydes d'azote (N_2O , NO_2 , N_2O_4 , N_2O_5), et les gaz rares. Si l'azote, l'oxygène, le gaz carbonique, les gaz rares,

et les oxydes d'azote (par ordre décroissant de concentration) sont répartis uniformément dans l'atmosphère, il n'en est pas de même pour la vapeur d'eau et l'ozone, dont les concentrations varient en fonction du lieu et du moment considérés. A l'origine de l'absorption, on distingue plusieurs phénomènes physiques, tels que la transition de la molécule d'un niveau d'énergie à un autre, les rotations moléculaires, les transitions électroniques de liaison, ou les vibrations intramoléculaires. Ces processus ne se produisent qu'à certaines longueurs d'onde, l'absorption est donc sélective.

Dans l'ultraviolet, le principal absorbant est l'**ozone** : il absorbe pratiquement tout le rayonnement de longueur d'onde inférieure à $0,3 \mu\text{m}$. La concentration de l'ozone varie, néanmoins ces variations n'ont que peu d'influence sur l'intensité du rayonnement solaire au sol.

Dans le domaine des radiations visibles, moins de 1 % de l'énergie solaire totale est absorbée lorsque le Soleil se trouve au zénith. Les molécules responsables de cette faible absorption sont l'**ozone** et l'**oxygène**.

Dans l'infrarouge, le rayonnement solaire est absorbé principalement par la **vapeur d'eau** et le **gaz carbonique**, créant des discontinuités sur le spectre solaire dans cette région. L'absorption propre à la vapeur d'eau représente environ 10 %.

- Diffusion

L'interaction du rayonnement solaire avec les molécules gazeuses, les particules, les gouttelettes, les cristaux, et les aérosols entraîne, outre l'absorption, la diffusion. Physiquement, la molécule agit comme une nouvelle source d'énergie en renvoyant une partie de l'énergie dans différentes directions (dont la direction d'incidence). Cette énergie diffusée par des particules sphériques peut être obtenue en résolvant les équations de Maxwell en coordonnées polaires sphériques. La solution de cette équation pour une particule de diamètre très inférieur à la longueur d'onde incidente a été trouvée par Rayleigh. Ainsi, la théorie de Rayleigh est particulièrement utile pour l'étude de la diffusion par les molécules. Lorsque la taille des particules est du même ordre que la longueur d'onde incidente, on applique la théorie de Mie, du nom de Gustave Mie qui trouva la solution des équations de Maxwell correspondantes.

- La diffusion décrite par la loi de Rayleigh suppose que les particules soient sphériques, que leur diamètre soit inférieur à 0,2 fois la longueur d'onde incidente et que leurs diffusions soient indépendantes les unes par rapport aux autres. Les effets de la diffusion par les molécules, essentiellement par l'azote (N_2) et l'oxygène (O_2) sont fortement

décroissants en fonction de la longueur d'onde puisque le coefficient d'extinction monochromatique de la loi de Rayleigh varie en première approximation comme λ^{-4} :

$$k_{r\lambda} = 0,008735 \lambda^{-4,08} \quad (\text{II. 12})$$

Ainsi la transmittance spectrale des molécules d'air d'une part augmente rapidement avec la longueur d'onde, et d'autre part diminue quand la masse d'air augmente (Leckner, 1978) :

$$\tau_{r\lambda} = \exp (-0,008735 \lambda^{-4,08} m) \quad (\text{II. 13})$$

Ceci explique la couleur bleue du ciel dans la journée car le bleu, de courte longueur d'onde, est beaucoup plus sujet à la diffusion que le rouge. Le soir, par contre, le soleil étant bas sur l'horizon, la couche d'atmosphère est plus épaisse à traverser et le bleu disparaît car totalement diffusé, on observe alors les longueurs d'onde restantes, telles que le rouge.

- La diffusion par les aérosols ou la diffusion par la vapeur d'eau obéissent à la théorie de **Mie** : elles sont plus ou moins fortement dépendantes de la longueur d'onde et sont déterminées par les caractéristiques de la population des particules, essentiellement la distribution de leur dimension. Si la taille des particules est proche de la longueur d'onde du rayonnement, la diffusion est proportionnelle à λ^{-1} , donc beaucoup moins sélective que la diffusion de Rayleigh. Ainsi, selon Moon, la transmittance spectrale des aérosols a la forme suivante :

$$\tau_{a \text{ moon } \lambda} = \exp (-0,08128 \lambda^{-0,75} m d/800) \quad (\text{II. 14})$$

où d représente le nombre d'aérosols par cm^3 .

Les aérosols ne sont pas uniquement des diffuseurs : ils absorbent également le rayonnement solaire. Cependant l'extinction du rayonnement par les aérosols s'effectue essentiellement par diffusion, l'absorption restant généralement faible. Ainsi les coefficients d'extinction des aérosols incluent aussi l'absorption par les aérosols.

Bien que la taille des molécules H_2O présentes dans la vapeur d'eau soit du même ordre que la taille des molécules atmosphériques, l'agrégation de plusieurs molécules d'eau entre elles crée des particules liquides de taille largement supérieure. De plus, la vapeur d'eau influence le nombre et la taille des particules présentes dans l'atmosphère en se condensant sur elles. Moon donne la transmittance spectrale due à la diffusion par la vapeur d'eau :

$$\tau_{e \text{ moon } \lambda} = \exp (-0,008635 \lambda^{-2} w m) \quad (\text{II. 15})$$

où w est la hauteur d'eau condensable.

Si Moon sépare l'extinction des aérosols de la diffusion par la vapeur d'eau, Angström, au contraire, les traite ensemble et propose une transmittance globale due à la diffusion de tous les aérosols (secs et humides) :

$$k_{a\lambda} = \beta \lambda^{-\alpha} \quad \tau_{a\lambda} = \exp(-\beta \lambda^{-\alpha} m) \quad (\text{II. 16})$$

- β , **coefficient de turbidité d'Angström**, représente la quantité d'aérosols présents dans l'atmosphère dans la direction verticale.
- α est lié à la taille des particules, et varie entre 0 (pour des particules de très grande taille) et 4 (pour des aérosols de la taille des molécules). La valeur moyenne pour les aérosols étant $\alpha = 1,3$.

La turbidité est d'autant plus grande que la taille des particules est grande (α petit) et qu'il y en a un grand nombre (β grand). Dans ce cas là, le ciel est très turbide.

Ainsi le coefficient d'extinction spectral et la transmittance spectrale de l'atmosphère dus aux effets combinés de l'absorption et de la diffusion atmosphérique sont donnés respectivement par :

$$k_{\lambda} = k_{r\lambda} + k_{o\lambda} + k_{g\lambda} + k_{e\lambda} + k_{a\lambda} \quad \tau_{\lambda} = \tau_{r\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \tau_{e\lambda} \tau_{a\lambda} \quad (\text{II. 17})$$

Avec :

- $k_{r\lambda}, \tau_{r\lambda}$: coefficient d'extinction spectral et transmittance spectrale dus à la diffusion par les molécules atmosphériques,
- $k_{o\lambda}, \tau_{o\lambda}$: coefficient d'extinction spectral et transmittance spectrale dus à l'absorption par l'ozone,
- $k_{g\lambda}, \tau_{g\lambda}$: coefficient d'extinction spectral et transmittance spectrale dus à l'absorption par les gaz atmosphériques, tels que CO_2 et O_2 ,
- $k_{e\lambda}, \tau_{e\lambda}$: coefficient d'extinction spectral et transmittance spectrale dus à l'absorption par la vapeur d'eau,
- $k_{a\lambda}, \tau_{a\lambda}$: coefficient d'extinction spectral et transmittance spectrale dus à l'atténuation par les aérosols.

On définit souvent $\tau_{R\lambda}$: transmittance spectrale d'une atmosphère propre et sèche ou « atmosphère de Rayleigh », c'est-à-dire sans aérosols ni vapeur d'eau. On a alors les relations suivantes :

$$\tau_{R\lambda} = \tau_{r\lambda} \tau_{o\lambda} \tau_{g\lambda} \quad (\text{II. 18})$$

$$\tau_{\lambda} = \tau_{R\lambda} \tau_{e\lambda} \tau_{a\lambda} \quad (\text{II. 19})$$

Ainsi l'éclairement spectral direct résultant est donné par :

$$I_{\lambda} = I_0 \exp[-(k_{R\lambda} + k_{e\lambda} + k_{a\lambda})m] = I_0 \tau_{\lambda} \quad (\text{II. 20})$$

Et sur surface horizontale :

$$B_{\lambda} = I_{\lambda} \cos \theta_z = I_0 \varepsilon \tau_{\lambda} \cos \theta_z \quad (\text{II. 21})$$

où ε est l'excentricité qui permet de corriger l'éclairement solaire de la variation de la distance Terre - Soleil.

Parmi les différentes notions utilisées pour rendre compte de l'extinction du rayonnement direct à la traversée de l'atmosphère due à la turbidité de l'atmosphère on peut encore rajouter, outre les coefficients d'Angström, le **trouble de Linke**, et les coefficients de Schuepp, plus rarement utilisés.

La différence essentielle entre les coefficients d'Angström et le trouble de Linke réside dans le fait que les coefficients d'Angström ne rendent compte que de l'atténuation par les aérosols (secs ou humides), alors que le trouble de Linke inclut également l'atténuation due à l'absorption par la vapeur d'eau. Ainsi l'utilisation de l'une ou l'autre de ces notions dépendra du domaine d'application considéré.

Le trouble de Linke (Linke, 1922 ; Louche *et al.*, 1986 ; Grenier *et al.*, 1994), noté T_L , est défini comme le nombre d'atmosphères pures et sèches (sans aérosols, vapeur d'eau, ni nuages) nécessaires pour reproduire la même atténuation du rayonnement solaire extraterrestre que celle obtenue par l'atmosphère réelle :

$$T_L = k / k_R \quad (\text{II. 22})$$

où :

k est le coefficient d'atténuation de l'atmosphère réelle turbide : $k = k_R + k_c + k_a$, et

k_R est le coefficient d'atténuation d'une atmosphère pure et sèche : $k_R = k_r + k_g + k_o$

Pour éviter des variations diurnes de T_L , Kasten (1988) a défini le trouble de Linke pour une masse d'air égale à 2 : $T_L = T_L(\text{AM2})$, utilisé par la suite pour plus de commodités.

Plusieurs auteurs ont montré qu'il existait une relation entre les coefficients d'Angström et le trouble de Linke.

Perrin de Brichambaut et Vauge (1982) proposent la formule suivante :

$$T_L = 2,5 + 16 \beta + 0,5 \ln w \quad (\text{II. 23})$$

alors que Meteonorm (2000) utilise la relation de Molineaux *et al.* (1995) :

$$T_L = (9,4 + 0,9 m) (0,124 - 0,0285 \ln m) [1,5 + 12,4 \beta + 0,5 w^{1/3} + 4(\beta - 0,1) \ln m] \quad (\text{II. 24})$$

- Les nuages

Enfin, outre l'absorption et la diffusion atmosphériques, les phénomènes de diffusion, de réflexion, et d'absorption du rayonnement solaire par les nuages réduisent considérablement le rayonnement reçu au sol surtout pour les longueurs d'onde

supérieures à 1 μm . Une couche de nuages, même peu épaisse, peut d'ailleurs constituer un écran total au rayonnement direct en le diffusant intégralement. De plus, le facteur de réflexion des nuages est important (cf. tableau II.1), traduisant la capacité importante des nuages à renvoyer le rayonnement incident vers l'atmosphère. Quant à l'absorption globale du rayonnement par les nuages, elle est moins marquée, les nuages les plus épais n'absorbant environ que 8 % de l'énergie incidente.

La contribution de ces différents phénomènes est représentée sur la figure II.2 suivante :

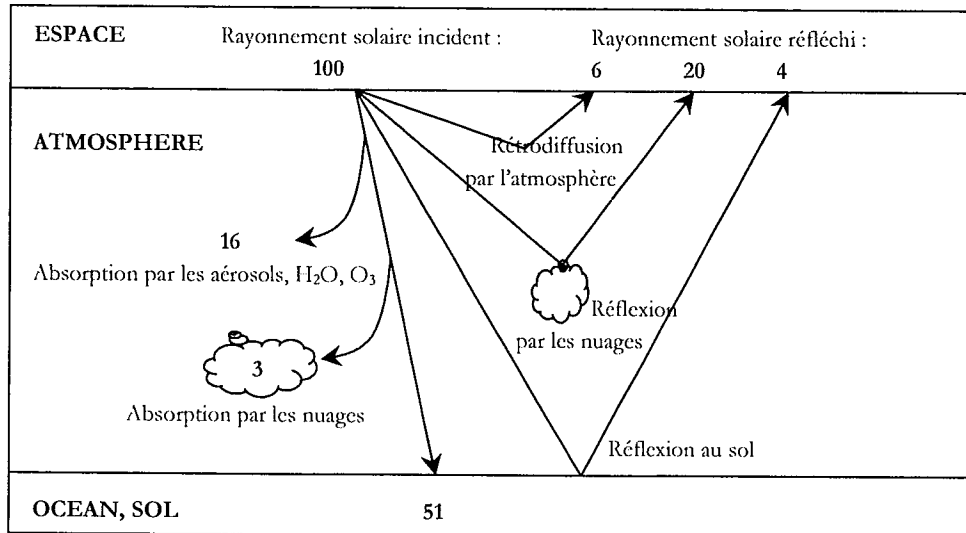


Figure II.2. Schéma des différents processus se produisant dans l'atmosphère (Grüter et al., 1986). Les quantités sont données en pourcentage par rapport au rayonnement incident (100 %).

II.1.2.4. Composition du rayonnement solaire au sol

Le rayonnement solaire incident se présente donc sous deux formes :

- le rayonnement direct, I, ou B sur une surface horizontale, provenant directement du soleil, légèrement affaibli par diffusion ou absorption lors de sa traversée de l'atmosphère,
- le rayonnement diffus, D, provenant de toute la voûte céleste par suite de la diffusion du rayonnement direct par les molécules et les aérosols, ayant subi une faible absorption complémentaire.

Ainsi le rayonnement global reçu au sol, G, est la somme de ces deux composantes :

$$G = I + D = B \cos \theta_z + D = B \sin \gamma_s + D \quad (\text{II. 25})$$

II.2. La télédétection et le satellite géostationnaire Meteosat

II.2.1. Historique et généralités

La télédétection est définie comme l'ensemble des connaissances et techniques utilisées pour déterminer les caractéristiques physiques et biologiques d'objets par des mesures effectuées à distance, sans contact matériel avec ceux-ci, les données étant saisies à partir d'appareillages spéciaux embarqués sur des véhicules aériens ou spatiaux (Journal Officiel du 20 octobre 1984). Cette définition générale est habituellement restreinte pour exclure toute détection ne faisant pas intervenir d'ondes électromagnétiques.



Figure II.3. Cette caricature de Nadar apparut dans « Le Boulevard » du 25 mai 1862 (Honoré Daumier).

Félix Tournachon, plus connu sous le pseudonyme « Nadar », fut certainement l'un des pionniers de la télédétection. En effet, le 23 octobre 1858, survolant les environs de Paris à une altitude de 80 mètres à bord d'un ballon, il prit la première photographie aérienne, inaugurant ainsi l'ère de la **télédétection**.

D'autres expériences de prise de photographies aériennes par ballon eurent lieu jusqu'à la fin du siècle aux Etats-Unis, en Grande-Bretagne, en France, en Allemagne, et en Russie. Mais on s'aperçut vite du danger des vols en ballon. C'est ainsi qu'en 1903, on note la création d'un corps de pigeon voyageurs, dont les cameras attachées sur leurs pattes permettaient une photo toutes les trente secondes. Cependant le vol des pigeons

étant imprévisible, d'autres solutions étaient nécessaires... Quelques années plus tard, en 1908, L.P. Bonvillain prit la première photographie à bord d'un avion piloté par W. Wright. La Première Guerre Mondiale vint souligner l'importance des photographies aériennes : les Allemands ne prirent pas moins de quatre mille photographies pour leur dernière grande offensive de 1918, et l'armée américaine accumula plus d'un million de clichés aériens durant les quatre derniers mois de la guerre ! Ainsi, les missions de photos aériennes en avion se généralisèrent, permettant d'ailleurs d'obtenir de meilleures cartes géographiques. Cette guerre et la suivante (1939-1945) assurèrent l'évolution de la télédétection, avec le développement des images radar (utilisées comme aide au bombardement de nuit) et des images infrarouges (pour détecter les ennemis camouflés),

ainsi que l'amélioration des techniques de prises de vues et de photo-interprétation. Mais durant ces années de guerre, les applications civiles de la télédétection furent aussi largement exploitées (géologie, végétation, agriculture, cartographie...).

Puis dans les années 50, l'étude des missiles V-2 amena le développement des lanceurs aérospatiaux, et la possibilité de faire graviter des satellites artificiels dans l'espace. La guerre froide amène alors une compétition spatiale entre Russes et Américains... que les Russes « gagnent » en 1957, en envoyant le premier satellite dans l'espace, SPOUTNIK. Puis les premiers vols habités des années 50-70 révèlent les immenses possibilités de l'observation de la Terre, et les années 60 voient le lancement économique de la télédétection, son expansion et son développement ; les superpuissances comptent même sur l'interprétation des images de télédétection pour prendre certaines décisions.

En 1960 a lieu le lancement du premier satellite météorologique par les Etats-Unis : TIROS-1 (Television Infrared Observation Satellite), satellite à défilement et à radiomètre optique, précurseur de la série des satellites météorologiques NOAA. En France, le centre météorologique de Lannion profite de l'avancée des Américains et reçoit en 1964 les premières images du satellite NIMBUS. A son tour, la Russie lance en 1969 son satellite météorologique : Meteor.

Le premier satellite météorologique géostationnaire opérationnel sera lancé en 1974 par les Etats-Unis, et donnera naissance à la série GOES. En 1977, les Japonais et les Européens emboîtent le pas, avec le lancement de deux autres satellites météorologiques géostationnaires : GMS et Meteosat. Plus tard, l'Inde et la Russie apportent leur contribution à la surveillance globale de la Terre en lançant les satellites géostationnaires Insat (1983) qui n'est pas à proprement dit dédié à la météorologie mais qui est muni d'un instrument imageur, et GOMS (1994). Cinq agences civiles à travers le monde participent donc aujourd'hui au système global d'observation de la Terre dont ont besoin tant la météorologie que la climatologie.

Ainsi, les satellites météorologiques fournissent à intervalles réguliers les données essentielles de zones étendues, dans le contexte de la coopération internationale indispensable pour assurer une couverture mondiale adéquate. On distingue les satellites météorologiques en orbite polaire (à défilement) et les satellites météorologiques géostationnaires :

Les satellites à défilement sont caractérisés par des orbites basses (à une altitude de quelques 850 km), et parcourent le globe du nord au sud. De plus, ils ont une orbite dite « héliosynchrone », ce qui signifie qu'ils tournent avec le soleil et observent donc un

même point toujours à la même heure solaire. Leur orbite leur permet de couvrir tout le globe, pôles compris, en cent minutes. Ils ont cependant une faible répétitivité d'observation dans le temps (diffusion des images couvrant la Terre entière deux fois par jour).

Le système de satellites NOAA est financé par les Etats-Unis, le Canada, la France, et le Royaume-Uni fournissant certains instruments et services. La Russie quant à elle exploite le système de satellites Meteor. Les images et autres données fournies sans discontinuité par ces satellites sont utilisées par la plupart des pays du monde.

Les satellites géostationnaires orbitent à une altitude de 35786 km au-dessus du niveau de la mer avec les mêmes directions et vitesse angulaire que la Terre, de façon à rester à une position fixe par rapport à la Terre. Ils couvrent ainsi, en une seule vue pratiquement la moitié du globe de façon stable, ce qui permet une haute cadence pour leurs prises de vue : ils sont en mesure de prendre une image du disque terrestre complet en trente minutes, voire moins, dans différents canaux spectraux. Les USA maintiennent, en temps normal, un système comprenant deux satellites géostationnaires imageurs : GOES-E et GOES-W. Eumetsat est responsable de l'opération de Meteosat, l'Inde de celle du satellite Insat, le Japon de celle de GMS, et la Russie de celle de GOMS.

II.2.2. Interprétation des images satellitaires

II.2.2.1. Définitions

Nous rappelons ci-dessous quelques grandeurs physiques et définitions de bases :

- **Puissance** (W) : quantité d'énergie émise par un corps par unité de temps dans toutes les directions, ou reçue par un corps par unité de temps et provenant de toutes les directions. Elle est notée W , et est mesurée en Watt.
- **Intensité**, I ($W.sr^{-1}$) : quantité d'énergie transportée dans une direction par unité de temps et unité d'angle solide : $I = dW/d\Omega$.
Si l'intensité est la même dans toutes les directions, la source est dite **isotrope**.
- **Luminance**¹, L ($W.m^{-2}.sr^{-1}$) : puissance émise dans une direction par unité d'angle solide et par unité de surface apparente d'une source étendue (surface perpendiculaire au faisceau).

¹ Terme anglais : **radiance**

$$L(\theta, \Phi) = d^2W / (d\Omega dS \cos\theta) = dI / dS \cos\theta.$$

Où θ et Φ sont respectivement le zénith et l'azimut de la direction de propagation.

Si la luminance est indépendante de la direction : $L(\theta, \Phi) = L$, la surface est dite **lambertienne**.

- **Emittance², M (W.m⁻²)** : puissance **émise** par unité de surface d'une source étendue, dans tout le demi-espace déterminé par cette unité de surface.

$$M = dW/dS = \iint_{\text{hémisphère}} L(\theta, \Phi) \cos\theta d\Omega.$$

Si la surface est **lambertienne** : $M = L \iint_{\text{hémisphère}} \cos\theta d\Omega = \pi L$.

- **Eclairement³, E (W.m⁻²)** : puissance **reçue** par unité de surface d'un corps récepteur en provenance de toutes les directions d'un hémisphère. Sans autre qualificatif, il s'agit d'un éclairement énergétique, alors exprimé en W.m⁻². Dans le cas de l'éclairement lumineux, l'unité est le lux. Dans tous les cas, il s'agit du rapport d'une puissance par une surface : $E = dW/dS$.
- **Irradiation⁴ (J.m⁻²)** : synonyme de dose de rayonnement. Obtenue par intégration de l'éclairement par rapport au temps, durant une période définie. Concerne le plus souvent l'énergie reçue par unité de surface durant la période envisagée : il s'agit alors d'irradiation énergétique exprimée en J.m⁻². En météorologie, on utilise aussi l'unité Wh.m⁻² pour exprimer l'irradiation horaire (1 J = 1 W.s = 1/3600 Wh).
- **Réflectance bidirectionnelle (sr⁻¹)** : rapport de la luminance réfléchie dans une direction à l'éclairement provenant de la source : $r_b = L_r / E_i$. La réflectance bidirectionnelle est définie par unité d'angle solide.
- **Réflectance directionnelle, r (sans dimension)** : rapport de l'émittance d'un élément de surface par la puissance qu'il a reçue (éclairement) : $r = M_r / E_i$.
Si la surface est **lambertienne**, $r = \pi r_b$.
Les mesures obtenues par les satellites sont souvent exprimées sous cette forme.
- **Albédo, ρ** : rapport de la luminance ascendante à l'éclairement provenant d'une direction descendante. Au-dessus d'une surface non transparente, la réflectance est équivalente à l'albédo. Ces quantités sont donc souvent employées indifféremment, mais à la surface de la mer ou au-dessus de nuages transparents, ces quantités ne sont

² Terme anglais : **exitance**

³ Terme anglais : **irradiance**

⁴ Terme anglais : **irradiation**

pas identiques, puisque le rayonnement ascendant contient aussi le rayonnement provenant de la mer, du nuage ou en dessous du nuage.

- **Transmittance** (sans dimension) : rapport de la puissance transmise à la puissance reçue.

Toutes les définitions précédentes peuvent être données pour un intervalle étroit de longueur d'onde centrée sur λ . On obtient alors la distribution spectrale de chacun de ces termes : $L(\lambda)$, $M(\lambda)$, $E(\lambda)$, $\rho(\lambda)$.

II.2.2.2. Processus d'émission et de réflexion

Tout corps traversé par un rayonnement électromagnétique de longueur d'onde λ :

- transmet une fraction $\tau(\lambda)$, appelée transmittance spectrale,
- absorbe une fraction $\alpha(\lambda)$, appelée absorptance spectrale, et
- réfléchit une fraction $\rho(\lambda)$, appelée réflectance spectrale.

La conservation de l'énergie s'écrit :

$$\alpha(\lambda) + \rho(\lambda) + \tau(\lambda) = 1. \quad (\text{II. 26})$$

Si ce corps est en équilibre thermique, la partie absorbée α sera rayonnée par un processus d'émission : $\alpha(\lambda) = \xi(\lambda)$, où $\xi(\lambda)$ est l'émissivité spectrale.

Un corps noir parfait est un corps pour lequel l'absorptance et l'émissivité spectrales sont unitaires, tandis qu'un réflecteur parfait a sa réflectance égale à 1.

L'intensité ou la luminance de l'émission d'un corps est fonction de la longueur d'onde et de sa température :

$$L(\lambda, T) = \xi(\lambda) B(\lambda, T) \quad (\text{II. 27})$$

Où $B(\lambda, T)$ est l'intensité d'un corps noir à la température T , déterminée par la loi de Planck :

$$B(\lambda, T) = 2hc^2 / [\lambda^5 \exp(hc/kT - 1)] \quad (\text{II. 28})$$

h : constante de Planck

k : constante de Boltzmann

c : vitesse de la lumière dans le vide

La longueur d'onde pour laquelle $B(\lambda, T)$ atteint son maximum est fonction de la température. Cette longueur d'onde augmente quand la température diminue suivant la loi de Wien :

$$T \cdot \lambda_{\max} = 2897 \mu\text{m.K} \quad (\text{II. 29})$$

Ainsi si on considère le soleil comme un corps noir de température de surface égale à 6000K, la longueur d'onde du maximum d'émission est égale à 0,48 μm , appartenant au spectre visible. Quant à la Terre, considérée comme un corps noir dont la température de surface est d'environ 10°C, soit 300K, elle a son domaine d'émission maximum vers 10 μm , ce qui correspond à des longueurs d'onde dans le domaine de l'infrarouge.

II.2.2.3. Interprétation des images satellitales dans le domaine du visible et de l'infrarouge thermique

Les détecteurs embarqués à bord d'engins aériens ou spatiaux sont sensibles à l'énergie propagée par un rayonnement électromagnétique dans différentes bandes spectrales.

Afin de pouvoir exploiter les images obtenues par les différents capteurs, il faut que les longueurs d'onde considérées correspondent aux régions spectrales où l'intensité du rayonnement soit assez élevée pour être détectée. Pour cela, il faut d'une part que l'atmosphère ne soit pas totalement opaque au rayonnement dans le domaine spectral considéré, et d'autre part que l'intensité du rayonnement émis par la source soit assez forte pour être détectable.

Différentes fenêtres atmosphériques correspondent à ces conditions, et sont utilisées pour l'observation de la Terre et de son atmosphère par les différents capteurs. La télédétection utilise par exemple les domaines spectraux suivants (*Manual of Remote Sensing*, 1983) :

- le domaine spectral des rayons X et de l'ultraviolet [$10^{-3} \mu\text{m}$ – 400 μm], utilisés par exemple pour l'étude des ressources terrestres,
- le domaine spectral du visible [0,4 μm – 0,7 μm],
- le domaine spectral du proche infrarouge [0,7 μm – 1,3 μm],
- le domaine spectral de l'infrarouge moyen [1,3 μm – 3 μm],

- le domaine spectral de l'infrarouge thermique (aussi appelé lointain) $[3 \mu\text{m} - 15 \mu\text{m}]$; dans ce domaine, on distingue deux fenêtres atmosphériques : $[3 \mu\text{m} - 5 \mu\text{m}]$ et $[8 \mu\text{m} - 14 \mu\text{m}]$. La seconde étant plus utilisée, car elle correspond au maximum de rayonnement émis par la surface terrestre,
- le domaine des micro-ondes $[1 \text{ mm} - 1\text{m}]$.

La télédétection exploite ces fenêtres atmosphériques à travers deux techniques : la télédétection passive et la télédétection active.

Pour la télédétection active, on utilise un émetteur qui irradie la scène, puis un détecteur qui enregistre la luminance reçue après interaction avec le milieu atmosphérique ; le détecteur et le récepteur étant généralement placé à bord de la même plate-forme. Ce type de technique ne fait pas l'objet de ce travail.

En télédétection passive, les capteurs enregistrent le rayonnement réfléchi, émis, ou transmis par un corps quelconque. En effet, toute substance est considérée comme une source naturelle de rayonnement, et présente sa propre signature spectrale (profil de rayonnement dans les différentes bandes du spectre électromagnétique).

Dans le domaine spectral **visible**, on observe le rayonnement réfléchi par le sol ou les nuages : les capteurs enregistrent une mesure quantitative de l'énergie reçue, qui est proportionnelle à une luminance caractéristique de la surface observée. Les images brutes offrent donc une mesure proportionnelle à la luminance. Ainsi pour obtenir des valeurs de réflectances (r), il faut diviser la luminance déduite de l'enregistrement du capteur (L) par l'éclairement reçu à la surface :

$$r = \pi L / (I_0 \varepsilon \cos\theta_z) \quad (\text{II. 30})$$

où :

- $I_0 = 1367 \text{ W.m}^{-2}$ est la constante solaire
- ε est l'excentricité et représente la correction de la distance Terre - Soleil
- θ_z est l'azimut du soleil

Cette réflectance est dite **apparente** car elle est calculée à partir de la luminance mesurée par le capteur au sommet de l'atmosphère. Ces valeurs de luminance et de réflectance sont donc affectées par les effets atmosphériques contrairement aux valeurs qui seraient mesurées au sol.

Ainsi, si l'on suppose que la réflexion est isotrope (ou lambertienne), l'image obtenue par le capteur dans le domaine visible est fortement liée à l'albédo du sol et des nuages.

L'étude des signatures spectrales des différents corps montre que l'albédo des nuages épais est très élevé (de 0,6 à 0,9), ce qui permet de les discriminer des surfaces continentales (albédo inférieur à 0,3), ou des océans⁵ (albédo très faible : environ 0,05). Cependant, l'albédo des nuages peut être du même ordre que celui de la neige ou du sable, rendant très difficile la discrimination entre ces éléments. Le tableau II.1 indique les valeurs moyennes et extrêmes de différentes surfaces.

Type de surface	Intervalle de valeurs	Valeur moyenne
Sol nu	0,04 – 0,25	0,12
Sable	0,2 – 0,4	0,3
Sol cultivé	0,1 – 0,3	0,2
Neige fraîche	0,7 – 0,9	0,8
Glace, neige ancienne	0,3 – 0,7	0,55
Océans (surface calme)		
• soleil au zénith	0,03 – 0,07	0,05
• soleil sur l'horizon	0,15 – 0,65	0,2
Nuages	0,3 – 0,9	0,6
Surface de la Terre (moyenne)		0,32

Tableau II.1. Valeurs d'albédo de différentes surfaces (d'après Griiter et al., 1986).

Dans le domaine de l'**infrarouge** thermique [$8\ \mu\text{m}$ – $14\ \mu\text{m}$], l'éclairement solaire arrivant à la surface de la Terre devient négligeable devant l'émission thermique de la surface terrestre. Ainsi, les images obtenues reflètent la température de surface des corps observés. En effet, la luminance obtenue dans une bande spectrale est transformée en température de brillance au sommet de l'atmosphère à l'aide de l'équation de Planck (II. 28) ; cette température est équivalente à la température de surface si l'on considère le contenu atmosphérique en vapeur d'eau et l'émissivité de la surface au sol.

La température des nuages est généralement très faible, de sorte qu'ils peuvent être discriminés du sol plus chaud. Cependant les nuages fins laissent passer vers le capteur une partie non négligeable du rayonnement émis par le sol ; dans ce cas, la température déduite des données satellites est une combinaison du signal de chacune des deux sources, elle a donc une valeur intermédiaire entre celle du sommet du nuage et celle du sol. De tels nuages (cirrus) apparaissent plus chaud qu'ils ne le sont, ce qui peut entraîner une mauvaise interprétation des images. Un autre phénomène, très souvent observé au-dessus des régions polaires, peut induire une mauvaise interprétation : il s'agit des nuages situés

⁵ Notons que le terme d'albédo pour les océans n'est pas adéquat, et qu'il faudrait ici utiliser le terme de réflectance, cf. paragraphe II.2.2.1

au sommet d'une couche d'inversion, qui peuvent être plus chaud que le sol de la région considérée.

II.2.3. Le système Meteosat

Dans le cadre de la surveillance météorologique mondiale, cinq agences à travers le monde exploitent les satellites météorologiques. Le système de satellites européens Meteosat fait partie de ce réseau d'observation. Eumetsat assure le maintien du système Meteosat et la disponibilité des données, contribuant ainsi à un système global et offrant de nombreux services aux utilisateurs (prise d'images, dissémination des images numériques, dissémination des images analogiques, relais des images, collecte de données et retransmission, extraction de produits météorologiques, archivage des données).

II.2.3.1. Historique

En 1972 est établi un programme européen auquel participent huit Etats de l'Organisation Européenne de Recherche Spatiale (ESRO), le précurseur de l'Agence Spatiale Européenne (ESA). Ce programme aboutit au lancement du premier Meteosat le 23 novembre 1977. Ce premier satellite assure un service sans faute pendant deux années entières, jusqu'à ce que son radiomètre tombe en panne en 1979. Des efforts importants sont alors engagés, non seulement pour lancer le plus tôt possible un satellite de remplacement mais aussi pour instituer un mécanisme destiné à assurer la continuité opérationnelle à long terme de la série de satellites. Le second modèle, Meteosat -2, est lancé le 19 juin 1981. Depuis, les services Meteosat n'ont connu aucune interruption. Au moment de la création d'Eumetsat, en 1983, l'ESA initie le Programme Meteosat Opérationnel (MOP) qui est réalisé à partir de 1987 dans le cadre d'un programme commun, sous l'autorité d'Eumetsat. Ce programme commun fixe le cadre contractuel de la fabrication et du lancement de trois nouveaux satellites d'une conception légèrement modifiée, Meteosat -4, -5, et -6, ainsi que les modalités d'exploitation du système de 1983 à fin novembre 1995. Lorsqu'il est décidé que la nouvelle génération de satellites ne serait pas encore disponible à l'expiration du Programme Meteosat Opérationnel, Eumetsat entreprend la réalisation du programme Meteosat de Transition (MTP), visant à assurer la continuité opérationnelle entre le Programme Meteosat Opérationnel achevé le 30 novembre 1995, et le début de l'exploitation de Meteosat Seconde Génération (MSG), en l'an 2002.

Le tableau II.2 résume l'historique des différents capteurs Meteosat depuis Meteosat -1. Il est très utile pour l'exploitation des archives en vue de constituer une climatologie. Dans

le tableau apparaît le terme « slot » : la traduction littérale de ce mot anglais serait « créneau horaire ». Son sens ici est un peu plus précis : un slot désigne la période d'une demi-heure nécessaire à l'acquisition d'une image par le capteur de Meteosat. Ainsi pour une journée, 48 slots sont définis. Par convention, et selon la norme utilisée par Eumetsat, le slot 1 désigne la période d'acquisition s'étalant entre 0:00 TU et 0:30 TU, et le slot 48 la période entre 23:30 TU et 24:00 TU.

Capteur Meteosat	Début de la période		Fin de la période	
	Date	Slot	Date	Slot
Meteosat -1	9 décembre 1977		25 novembre 1979	
Meteosat -2	16 août 1981		11 août 1988	14
Meteosat -3	11 août 1988	17	19 juin 1989	17
Meteosat -4	19 juin 1989	18	24 janvier 1990	17
Meteosat -3	24 janvier 1990	19	19 avril 1990	17
Meteosat -4	19 avril 1990	19	30 octobre 1990	25
Meteosat -3	30 octobre 1990	27	5 novembre 1990	17
Meteosat -4	5 novembre 1990	19	11 décembre 1990	17
Meteosat -3	11 décembre 1990	19	13 décembre 1990	18
Meteosat -4	13 décembre 1990	20	22 janvier 1991	17
Meteosat -3	22 janvier 1991	18	25 janvier 1991	18
Meteosat -4	25 janvier 1991	19	2 mai 1991	16
Meteosat -5	2 mai 1991	18	3 mai 1991	29
Meteosat -4	3 mai 1991	30	26 novembre 1991	16
Meteosat -5	26 novembre 1991	19	29 novembre 1991	17
Meteosat -4	29 novembre 1991	18	11 février 1992	17
Meteosat -5	11 février 1992	19	5 février 1992	17
Meteosat -4	5 février 1992	19	8 septembre 1992	18
Meteosat -5	8 septembre 1992	19	24 septembre 1992	15
Meteosat -4	24 septembre 1992	16	4 mai 1993	18
Meteosat -5	4 mai 1993	19	7 mai 1993	16
Meteosat -4	7 mai 1993	18	3 novembre 1993	17
Meteosat -5	3 novembre 1993	21	18 novembre 1993	16
Meteosat -4	18 novembre 1993	20	4 février 1994	17
Meteosat -5	4 février 1994	19	21 octobre 1996	18
Meteosat -6	21 octobre 1996	19	25 octobre 1996	17
Meteosat -5	25 octobre 1996	18	13 février 1997	16
Meteosat -6	13 février 1997	18	3 juin 1998	16
Meteosat -7	3 juin 1998	17		

Tableau II.2. Historique des capteurs Meteosat nominaux opérationnels. (Source : Eumetsat)

II.2.3.2. Caractéristiques

Meteosat est équipé d'un radiomètre à balayage qui fournit des données dans le **visible** et le proche infrarouge : de 0,45 à 1,0 μm , dans une des bandes d'absorption de la **vapeur d'eau** (infrarouge) : de 5,7 à 7,1 μm , et dans l'**infrarouge** thermique : de 10,5 à 12,5 μm .

La résolution spatiale du point sous-satellite est de 2,5 km pour le canal visible, 5 km pour les canaux infrarouge. La taille du pixel augmente avec l'angle zénithal : au-dessus de l'Europe, la taille du pixel visible couvre une surface de 4 à 6 km de côté.

Le satellite balaie la totalité de la surface de la Terre en trente minutes. Le balayage d'une ligne d'est en ouest est assuré par la rotation du satellite. Le balayage du sud au nord est assuré par une incrémentation pas à pas de l'inclinaison du télescope par rapport à la Terre. A chaque rotation du satellite, le sous-système de contrôle d'attitude envoie un signal électronique qui a pour effet de faire basculer le télescope d'un angle correspondant à $1,25 \cdot 10^{-4}$ rad. Ainsi, à chaque rotation du satellite, le télescope balaie une nouvelle ligne de la Terre à quelques 5 km plus au nord de la précédente. Pas à pas, le télescope couvre 18° du sud vers le nord, parcourant ainsi en 25 minutes 2500 lignes qui englobent tout le disque terrestre. Le télescope retourne à sa position de départ en 2,5 minutes pendant lesquelles le satellite effectue l'étalonnage de ses canaux infrarouges par référence au rayonnement d'un corps noir. Les 2,5 minutes restantes correspondent à une période de stabilisation destinée à amortir la nutation induite par le mouvement du télescope avant qu'il ne reprenne le balayage de l'image suivante. Il faut donc en tout une demi-heure pour générer une image dans les trois bandes du spectre. Les données-images sont échantillonnées 2500 fois, c'est-à-dire chaque fois que le télescope balaie une ligne d'est en ouest. Par conséquent, les images infrarouges et vapeur d'eau contiennent toutes 2500 lignes de 2500 pixels. Du fait de la présence de deux détecteurs visible, le canal visible est échantillonné 5000 fois. L'image visible comprend donc au total 5000 lignes de 5000 pixels. Les lignes des deux détecteurs sont transmises en alternance.

Le traitement des images Meteosat se fait en deux étapes. Dans un premier temps, les images brutes qui arrivent à la station sol principale de Fucino subissent un traitement préliminaire, correspondant à une mise en format standard, avant d'être transmises au centre de contrôle de la mission (MCC) de Darmstadt. Le pré-traitement se termine à Darmstadt, où les données sont rectifiées pour supprimer les déformations découlant des caractéristiques du radiomètre et du satellite.

La dissémination des images Meteosat se fait par près de 2000 stations d'utilisateurs (recensées en 1995) dans 75 pays. Il existe deux catégories de stations d'utilisateurs qui se

servent des images Meteosat corrigées au MCC de Darmstadt. Le premier flux de données disséminées est constitué uniquement de données numériques, il est connu sous le nom de Dissémination d'images haute résolution (HRI). Le second correspond à la dissémination WEFAX, qui contient des images analogiques.

Par ailleurs, Eumetsat contribue au projet international de climatologie des nuages par satellite (ISCCP, Schiffer et Rossow, 1983, 1985), en calculant quelques 80 paramètres de nuages à des intervalles de trois heures, sur une grille de $2,5^\circ$ de latitude et de longitude. Ce projet, entrepris en soutien des programmes de l'Organisation Météorologique mondiale (OMM) et du Programme Mondial de Recherches sur le Climat (WRCP), vise à résumer, à l'échelle du globe, les statistiques de nuages ayant subi un étalonnage croisé, constituées de manière cohérente à partir des données des satellites météorologiques du monde entier. Dans le cadre du projet ISCCP, d'autres produits Meteosat, telles que les images de format B2 sont disponibles. Ce format est expliqué ci-dessous.

II.2.3.3. Le format de données Meteosat B2.

Le format de données ISCCP-B2 (ou « format B2 ») est dérivé des images Meteosat acquises dans les domaines du visible et de l'infrarouge thermique. Le format B2 présente des images de format réduit spatialement et temporellement.

Tout d'abord, un sous-échantillonnage temporel a lieu pour réduire la fréquence des images d'une demi-heure à trois heures. Puis la taille de l'image haute résolution du canal visible est réduite à celles des images infrarouges par un moyennage spatial, ainsi l'image du canal visible d'un format initial de 5000×5000 pixels de 2,5 km de côté au nadir se transforme en une image de 2500×2500 pixels de 5 km de côté. Enfin un sous-échantillonnage spatial des canaux visibles et infrarouges réduit finalement la taille des images à 416×416 pixels de 30 km de côté. Ce sous-échantillonnage spatial, ou « décimation », se fait en ne gardant qu'un pixel sur 6 dans toutes les directions, la valeur du pixel étant donnée par la valeur radiométrique du pixel sud-est de la fenêtre 6×6 . On obtient alors les données de format B2, telles que présentées dans la figure II.5. Les étapes de moyennage et sous-échantillonnage spatial sont représentées dans la figure II.4.

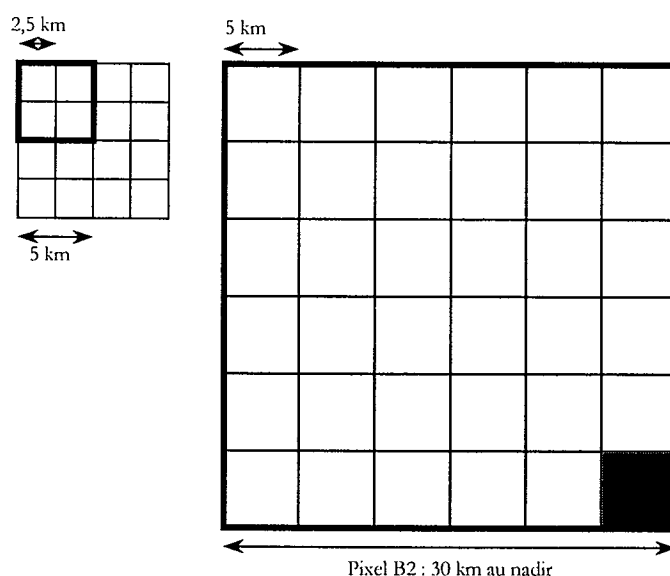


Figure II.4. Description du format B2. La première étape, appliquée uniquement sur les images du canal visible, consiste en un moyennage sur une fenêtre 2×2 pour obtenir un pixel de 5 km de côté. La deuxième étape est un sous-échantillonnage spatial, où un seul pixel d'une fenêtre 6×6 est retenu, soit un pixel sur 36. La valeur du pixel grisé du coin sud-est donnant sa valeur radiométrique au pixel B2 d'une taille de 30 km au nadir.

Le format B2, format réduit, est utile pour des raisons de stockage (place mémoire), car les images fournies par Meteosat sont fréquentes et de très grande taille. L'utilisation du format B2 permet de limiter les besoins en ressources informatiques, d'autant plus lorsque les images restent de qualité suffisante pour les besoins de l'étude. Ce format offre un compromis stockage / coût très intéressant pour certains travaux, tels que ceux entrepris dans le cadre d'études climatologiques qui requièrent des données sur de nombreuses d'années.

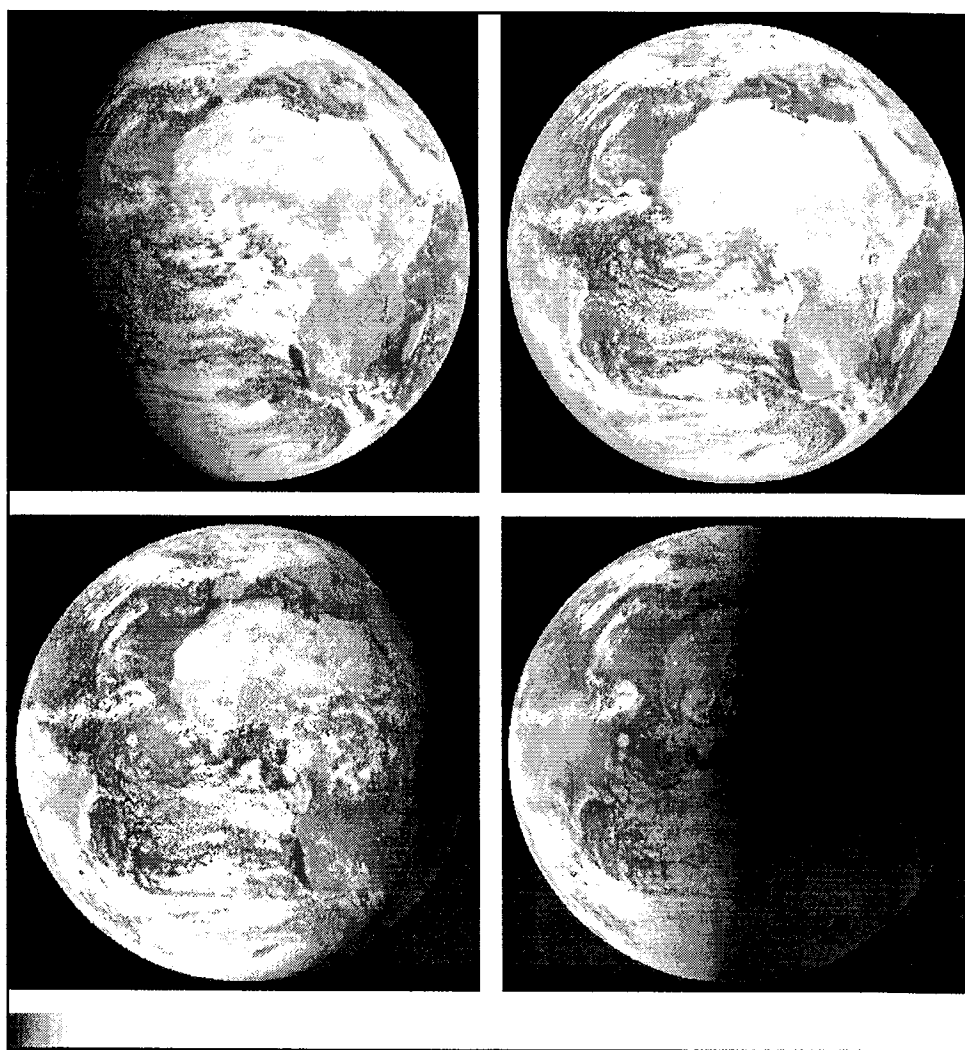


Figure II.5. Images Meteosat (canal visible, format B2) du 3 septembre 1992. De gauche à droite, et de haut en bas : 08:00 TU ; 11:00 TU ; 14:00 TU ; 17:00 TU. Plus le ton est clair, plus la réflectance est grande.

II.3. Présentation de la méthode Heliosat-1

Afin d'estimer la ressource solaire au sol, il est courant d'utiliser les mesures disponibles dans le réseau météorologique mondial. Cependant, si la précision de ces mesures est généralement bonne (de l'ordre de 5 %), ces mesures sont peu nombreuses. Ainsi nous avons montré dans le chapitre I le potentiel de la télédétection pour obtenir une couverture spatiale de la ressource énergétique solaire de qualité. Différentes méthodes ont été développées dans l'optique de cartographier le rayonnement solaire global reçu au sol, et nous avons choisi la méthode Heliosat selon les conclusions du chapitre I.

Nous présentons ici la méthode « Heliosat-1 », telle qu'elle est présentée dans la bibliographie la plus récente (Beyer *et al.*, 1996, et postérieur), c'est-à-dire telle qu'elle est

exploitée aujourd'hui par les différents utilisateurs. La méthode décrite ici comme la méthode Heliosat-1 est donc légèrement différente de la version originale décrite par Cano *et al.* (1986) ou Diabaté *et al.* (1988).

Cette méthode permet de déduire une valeur d'éclairement solaire ($W.m^{-2}$) pour chaque pixel (associé à un compte numérique) d'une image satellitale. Son principe est basé sur le fait que toute variation de luminance perçue par le capteur est considérée comme une variation de la couverture nuageuse. Une augmentation de luminance sera alors interprétée comme une augmentation de la couverture nuageuse, c'est-à-dire une diminution de la transmittance atmosphérique, permettant une estimation du rayonnement reçu au sol plus faible.

A partir du compte numérique, CN , de chaque pixel (i,j) d'une image Meteosat donnée, l'albédo apparent, $\rho'(i,j)$, de l'image au temps t peut être déduit suivant l'équation (II. 31) :

$$\rho'(i,j) = (CN - CN0) / G_c^t(i,j) \quad (II. 31)$$

où :

- $CN0$ représente l'offset du capteur
- $G_c^t(i,j)$ est l'irradiation solaire globale par ciel clair. Cano *et al.* (1986) utilisaient le modèle de Bourges (1979), donné par :

$$G_c^t(i,j) = 0,7 I_0 \varepsilon (\sin \gamma_s)^{1,15} \quad (II. 32)$$

alors que Moussu *et al.* (1989) utilisaient un modèle très proche de celui de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982) :

$$G_c^t(i,j) = 0,81 I_0 \varepsilon (\sin \gamma_s)^{1,15} \quad (II. 33)$$

- $I_0 = 1367 W.m^{-2}$ est la constante solaire
- ε représente la correction de la distance Terre - Soleil
- γ_s est la hauteur angulaire du soleil (exprimée en degrés).

A partir de cet albédo apparent, on peut déduire un indice d'ennuagement, $n'(i,j)$, représentant la transmittance de l'atmosphère. Cet indice résulte de la comparaison au-dessus d'un pixel donné entre ce qui est observé par le capteur ($\rho'(i,j)$) et ce qui serait observé par ciel clair ($\rho_g(i,j)$) :

$$n^t(i,j) = (\rho^t(i,j) - \rho_g(i,j)) / (\rho_c - \rho_g(i,j)) \quad (\text{II. 34})$$

La valeur de $\rho_g(i,j)$ est obtenue en prenant la valeur minimale de l'albédo apparent pour une série temporelle d'images. Il en résulte une carte de l'albédo apparent par ciel clair (voir figure II.6). Cette valeur est aussi appelée albédo apparent du sol ou albédo planétaire.

De la même façon, on obtient la valeur de l'albédo apparent des nuages les plus réfléchissants, ρ_c , en prenant la valeur maximale des images.

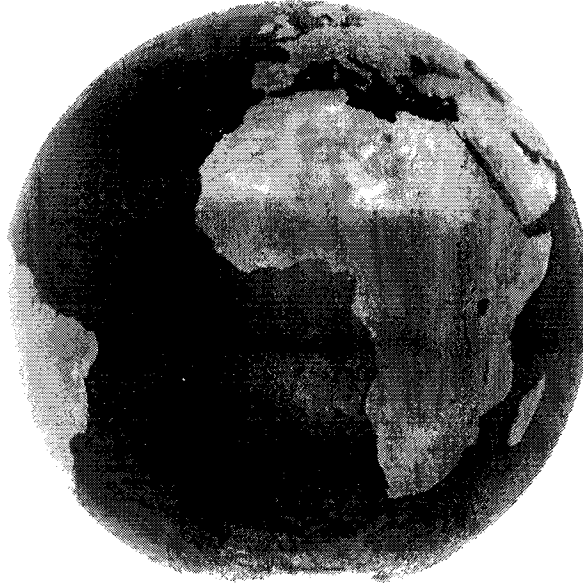


Figure II.6. Carte d'albédo apparent par ciel clair dérivée des images Meteosat de septembre 1992, à midi.

Cet indice d'ennuagement, $n^t(i,j)$, est ensuite lié à un indice de ciel clair (ou indice de clarté atmosphérique), $K_c^t(i,j)$, par la relation proposée par Beyer *et al.* (1996) :

$$K_c^t(i,j) = 1 - n^t(i,j) \quad (\text{II. 35})$$

Par ailleurs, cet indice de ciel clair est défini comme le rapport entre l'irradiation solaire globale, $G^t(i,j)$, et l'irradiation solaire globale par ciel clair (mesurées sur une surface horizontale). Ce qui nous permet donc d'obtenir l'irradiation solaire globale au niveau du sol :

$$G^t(i,j) = K_c^t(i,j) G_c^t(i,j) \quad (\text{II. 36})$$

La figure II.7 ci-dessous représente le principe de la méthode exposée plus haut : à partir des images de Meteosat, on extrait le compte numérique de chaque pixel. Ceci permet (après quelques étapes) de déduire un indice d'ennuagement : n^t . Cet indice est ensuite relié à l'indice de ciel clair K_c^t . La définition de ce dernier permet alors de déduire l'irradiation solaire horaire, G_h^t , connaissant l'irradiation solaire par ciel clair, G_c^t .

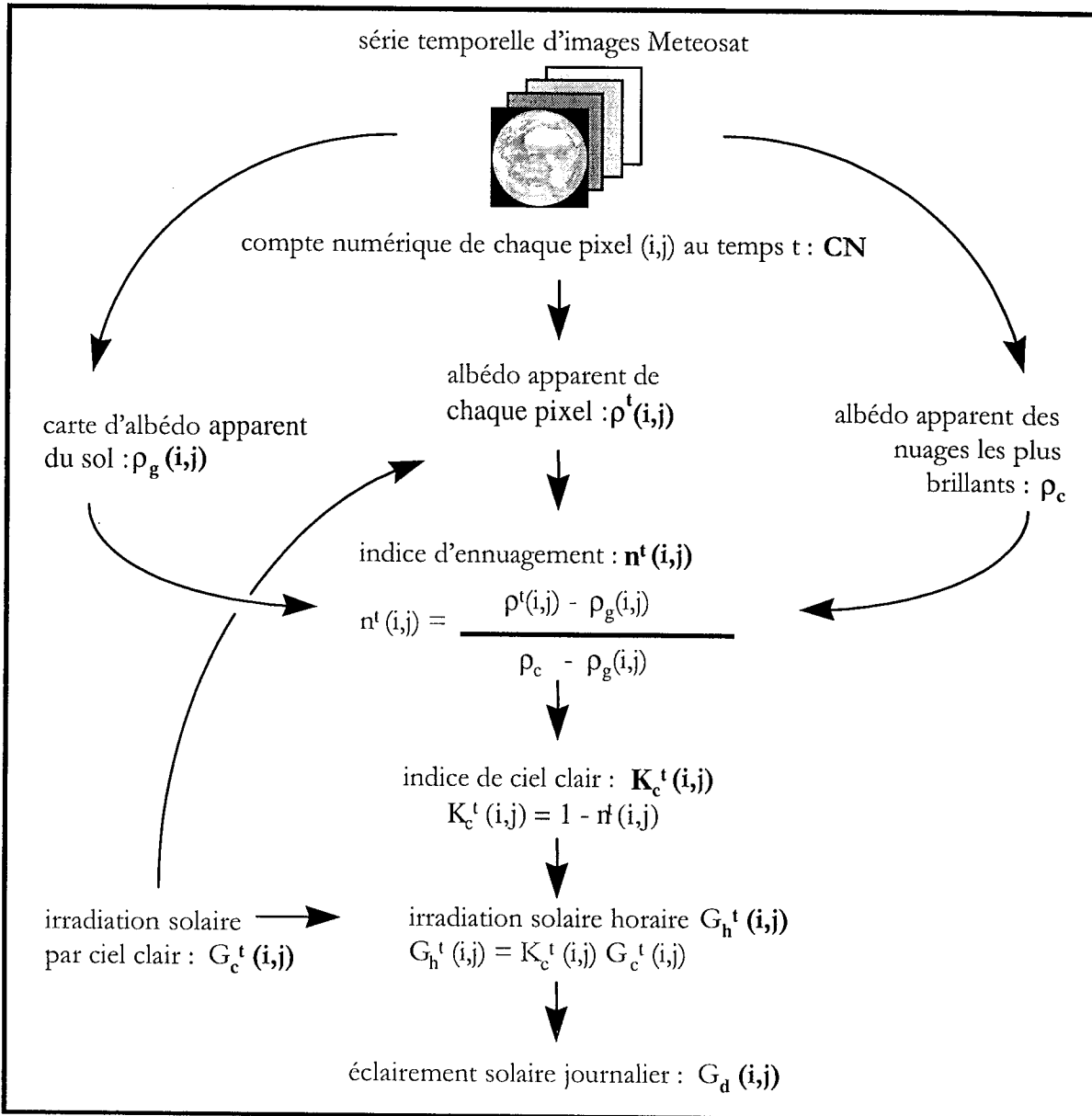


Figure II.7. Schéma de la méthode Heliosat-1.

La méthode Heliosat permet donc de cartographier le rayonnement solaire reçu au sol de façon simple. Cet avantage est important si l'on envisage de traiter de nombreuses archives de données Meteosat pour établir une climatologie du rayonnement solaire.

II.4. Critique de la méthode Heliosat-1

Malgré son utilisation simple, bien qu'étant depuis longtemps utilisée par de nombreuses équipes scientifiques, et bien qu'apparaissant parmi les méthodes les plus précises, la méthode Heliosat-1 présente quelques points faibles auxquels nous allons tenter de remédier. Tout d'abord, dans le but d'établir une climatologie, la méthode doit s'affranchir des changements de capteurs Meteosat au cours du temps. Ceci sera étudié en incluant une procédure d'**étalonnage** des images Meteosat. En outre, afin d'augmenter la précision de la méthode, certaines **améliorations** sont proposées (Rigollier et Wald, 1998 a, b, c) :

- estimation des **albédos** apparents du sol et des nuages les plus brillants,
- modélisation plus fine du transfert radiatif par ciel couvert, en particulier étude de la **relation entre indice de ciel clair, K_c , et indice d'ennuagement, n** ,
- choix d'un **modèle** plus précis pour l'**estimation du rayonnement par ciel clair**.

Ces dernières modifications, décrites dans le chapitre IV, subissent l'influence de la mise en place de la procédure d'étalonnage, détaillée dans le chapitre III. Cette dernière implique un raisonnement en termes de réflectances, ce qui entraîne en fait un remaniement très profond de la méthode Heliosat, même si le principe en est conservé.

Chapitre III

Étalonnage de Meteosat

Afin de relier le compte numérique d'une image Meteosat dans le canal visible à la luminance observée par le capteur, il est nécessaire de recourir à l'étalonnage des images fournies par Meteosat. Grâce à cette procédure, la future méthode Heliosat-2 pourra s'affranchir des changements de capteurs. Il sera alors possible d'établir une climatologie du rayonnement solaire au-dessus de l'Europe, de l'Afrique, et de l'Océan Atlantique en traitant plusieurs années d'images Meteosat, ou d'élargir la couverture géographique en appliquant la méthode aux images de différents capteurs géostationnaires.

III.1. Introduction

Les capteurs embarqués à bord des satellites d'observation de la Terre, tels que Meteosat, mesurent l'énergie réfléchie ou émise par le système Terre - atmosphère. Or, l'étalonnage réalisé à bord de Meteosat ne porte pas sur la totalité du radiomètre et des éléments optiques : il n'existe pas de système d'étalonnage à bord pour le canal visible. Ceci implique le fait que les valeurs obtenues pour chaque pixel de l'image, ou comptes numériques, ne sont équivalentes à aucune valeur physique.

Or, entre 1977 (Meteosat-1) et 2000 (Meteosat-7), différents changements de capteurs se sont succédés (voir tableau II.2, chapitre II). Il se peut donc qu'en comparant les images acquises depuis 1985, des sauts de comptes numériques non liés à une variation de luminance soient observés. Ceci nécessite alors un étalonnage relatif de chaque image en fonction des autres, qui permette de comparer chacune d'elles.

Nous proposons ici d'introduire une fonction automatique d'étalonnage des images Meteosat du canal visible, qui permettra de lier directement le compte numérique de chaque pixel à la quantité d'énergie effectivement reçue par le satellite pour ce pixel. Nous nous proposons d'utiliser la méthode automatique d'étalonnage conçue par Lefèvre *et al.*, 2000. Celle-ci s'applique à chaque image prise individuellement et transforme les comptes numériques en une valeur physique : la luminance ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$). La méthode est basée sur une analyse statistique de deux images par jour, et ne nécessite qu'un couple d'images étalonnées en valeur absolue pour une série temporelle donnée. Ces deux images étalonnées peuvent être acquises à tout moment et sélectionnées selon les publications disponibles sur le sujet (Moulin *et al.*, 1996 ; Moulin et Schneider, 1999 ; Köpke, 1982 ; Köpke, 1983 ; Kriebel, 1981 ; Kriebel et Reynolds, 1984 ; Kriebel et Amann, 1993 ; Kriebel *et al.*, 1996). Cette méthode a été testée à grande échelle, en utilisant les fonctions d'étalonnage publiées. Elle offre des résultats précis, et semble robuste et fiable.

III.2. Description de la méthode Lefèvre *et al.* (2000)

La méthode utilisée pour l'étalonnage de la série d'images Meteosat est décrite dans l'article de Lefèvre *et al.* (2000), nous en rappelons ici le principe. Cette méthode est basée sur l'hypothèse de l'invariance dans le temps de certaines quantités (voir équations (III. 7) et (III. 8)). Ces quantités sont déduites à partir des paramètres suivants : les percentiles 5 % et 80 % de l'image, correspondant aux comptes numériques ($CN_{i,5}$ et $CN_{i,80}$) pour lesquels 5 % et 80 % de la surface de l'histogramme cumulé sont atteints pour un slot

pleinement illuminé (slot de midi), et le compte numérique d'une cible sombre ($CN_{t \text{ nuit}}$), correspondant au premier mode d'une image où la majorité du disque terrestre est dans l'obscurité (slot de nuit : 5:30-6:00 TU). Sachant que la relation d'étalonnage liant la luminance L_t mesurée pour un jour t par un capteur de réponse linéaire et le compte numérique CN_t d'une image s'écrit sous la forme :

$$L_t = \alpha_t (CN_t - CN0_t) \quad (\text{III. 1})$$

où α_t et $CN0_t$ sont respectivement le coefficient d'étalonnage et le compte numérique correspondant au zéro d'étalonnage, les luminances des comptes numériques $CN_{t \ 5}$, $CN_{t \ 80}$, et $CN_{t \ \text{nuit}}$ sont déduites d'après les relations (III. 2), (III. 3), et (III. 4) :

$$L_{t \ \text{nuit}} = \alpha_t (CN_{t \ \text{nuit}} - CN0_t) \quad (\text{III. 2})$$

$$L_{t \ 5} = \alpha_t (CN_{t \ 5} - CN0_t) \quad (\text{III. 3})$$

$$L_{t \ 80} = \alpha_t (CN_{t \ 80} - CN0_t) \quad (\text{III. 4})$$

De ces relations, on peut déduire l'expression de α_t , et $CN0_t$:

$$\alpha_t = (L_{t \ 80} - L_{t \ 5}) / (CN_{t \ 80} - CN_{t \ 5}) \quad (\text{III. 5})$$

$$CN0_t = CN_{t \ \text{nuit}} - L_{t \ \text{nuit}} (1/\alpha_t) \quad (\text{III. 6})$$

Puis Lefèvre *et al.* émettent les hypothèses de stationnarité temporelle suivantes :

$$L_{t0 \ \text{nuit}} / F_{t0} = L_{t \ \text{nuit}} / F_t \quad (\text{III. 7})$$

$$(L_{t0 \ 80} - L_{t0 \ 5}) / F_{t0} = (L_{t \ 80} - L_{t \ 5}) / F_t \quad (\text{III. 8})$$

- t_0 correspond à la date de référence, pour laquelle il est nécessaire d'avoir un couple d'images étalonnées en valeur absolue, permettant de déduire les valeurs de luminance $L_{t0 \ \text{nuit}}$ (correspondant au premier mode de l'image dans l'obscurité), $L_{t0 \ 80}$ et $L_{t0 \ 5}$ (correspondant aux percentiles 5 % et 80 % de l'image pleinement illuminée).
- F_t et F_{t0} sont les éclairagements enregistrés par le canal VIS du capteur Meteosat les jours t et t_0 , corrigés de la variation de la distance Terre - Soleil par ϵ_t . On a la relation suivante entre ces différents coefficients :

$$F_t = I_{0 \ \text{met}}(t) \epsilon_t \quad \text{et} \quad F_{t0} = I_{0 \ \text{met}}(t_0) \epsilon_{t0} \quad (\text{III. 9})$$

Le tableau III.1 donne la valeur d'éclairement solaire équivalent dans la bande visible de Meteosat, $I_{0\text{ met}}$, pour chaque capteur Meteosat. Cette valeur n'est pas corrigée de la variation de la distance Terre - Soleil et est donnée par l'expression suivante :

$$I_{0\text{ met}} = \int_{0,3}^{1,1} I_{0\lambda} S_{\lambda} d\lambda \quad (\text{III. 10})$$

où $I_{0\lambda}$ est l'éclairement solaire spectral extraterrestre, et S_{λ} est la réponse spectrale normalisée du capteur. Les valeurs de $I_{0\lambda}$ et de S_{λ} des différents capteurs Meteosat sont données dans l'annexe B. Les valeurs du tableau III.1 sont extraites des travaux de Lefèvre *et al.* (2000) pour les capteurs Meteosat-1, -2, -3, -4. Les valeurs des capteurs Meteosat -5, -6, -7 ont été calculées en convoluant la réponse spectrale normalisée des capteurs avec l'éclairement spectral extraterrestre, puis en intégrant le résultat de cette convolution sur l'ensemble de la fenêtre spectrale des capteurs par la méthode mathématiques des *trapèzes*.

Meteosat-1	Meteosat-2	Meteosat-3	Meteosat-4	Meteosat-5	Meteosat-6	Meteosat-7
492,91	498,81	599,05	594,79	573,61	568,00	688,32

Tableau III.1. Eclairements ($W.m^{-2}$) enregistrés par le canal VIS des différents capteurs Meteosat,

$$I_{0\text{ met}} = \int_{0,3}^{1,1} I_{0\lambda} S_{\lambda} d\lambda, \text{ d'après Lefèvre et al. (2000) pour les capteurs Meteosat-1, -2, -3, -4.}$$

La première expression des hypothèses de stationnarité (III. 7) exprime que la luminance la plus fréquente dans la partie non éclairée du champ de vue est invariante dans le temps. La seconde équation (III. 8) suppose que, pour le champ de vue Meteosat bien éclairé par le soleil, il y a une invariance des présences relatives entre nuages, masses d'eau visibles et masses terrestres, qui liée à une relative invariance des distributions statistiques des luminances pour chacun de ces trois objets, entraîne une invariance dans le temps de la dynamique du signal, exprimée sous la forme ($L_{t\ 80} - L_{t\ 5}$). Lefèvre *et al.* soulignent eux-mêmes le côté heuristique de cette dernière hypothèse, justifiée *a posteriori*, et mentionnent que seuls les percentiles 5 % et 80 % respectent cette invariance, alors qu'on pourrait s'attendre à une plus grande stabilité dans le choix des percentiles.

On en déduit finalement la relation liant la luminance et le compte numérique de la méthode de Lefèvre *et al.* :

$$L_t = a_t (CN_t - CN_{t\text{ nuit}}) + b_t \quad (\text{III. 11})$$

avec les coefficients a_t et b_t donnés par les équations suivantes :

$$a_t = [(L_{t0\ 80} - L_{t0\ 5}) / (CN_{t\ 80} - CN_{t\ 5})] F_t / F_{t0} \quad (\text{III. 12})$$

$$b_t = L_{t0\text{ nuit}} \cdot F_t / F_{t0} \quad (\text{III. 13})$$

Pour les valeurs de luminance à la date de référence, t_0 , nous nous appuierons sur l'étude de Lefèvre *et al.* dont les résultats sont satisfaisants en utilisant les coefficients d'étalonnage donnés par Moulin *et al.* (1996) pour $t_0 = 1^{\text{er}} \text{ janvier } 1985$.

III.3. Critique et modification de la méthode de Lefèvre *et al.* (2000)

Avant d'appliquer la méthode de Lefèvre *et al.* à l'ensemble de notre jeu de données, nous allons l'étudier afin de définir la démarche à appliquer pour notre étude.

III.3.1. Choix des slots

Tout d'abord, si Lefèvre *et al.* émettent l'hypothèse que toute image acquise de nuit peut convenir pour estimer $CN_{t \text{ nuit}}$ et que toute image bien éclairée, donc non nécessairement à 12:00 TU, peut convenir pour estimer la dynamique ($L_{t \ 80} - L_{t \ 5}$), il est nécessaire de vérifier cette hypothèse en considérant les images disponibles de notre base de données. En effet, ne disposant que de données Meteosat au format B2, seules des images acquises toutes les trois heures sont disponibles. Dans ces conditions, l'image du disque terrestre la plus éclairée correspond au slot 23 (image acquise de 11:00 TU à 11:30 TU) du 1^{er} janvier 1985 au 31 décembre 1997, excepté pour une période s'étalant entre le 16 novembre 1995 et le 2 octobre 1996 où cette image bien éclairée correspond au slot 24. Dans l'éventualité où ce slot ne serait pas disponible pour un jour donné, pourrait-on utiliser l'image suivante (c'est-à-dire acquise trois heures plus tard) ou l'image précédente (acquise trois heures auparavant) ? On note sur la séquence d'images de la figure III.1 que les slots précédent et suivant le slot de pleine illumination du disque solaire ont une partie non négligeable dans l'obscurité, ce qui modifie les valeurs des percentiles 5 % et 80 %. Par conséquent lorsque le slot de pleine illumination ne sera pas disponible, l'étalonnage ne sera pas possible. Cependant, certains problèmes au moment de l'acquisition rendent les images parfois inexploitable, et celles-ci sont alors remplacées par un slot voisin. Dans ce dernier cas, on utilisera cette image de remplacement (ex : slot 21 à la place du slot 23).

Pour l'estimation de $CN_{t \text{ nuit}}$, on distingue deux périodes. Avant le 16 novembre 1995, seulement les cinq slots 11, 17, 23, 29, et 35 sont disponibles : les slots de nuit ne sont pas distribués. Ainsi, avant le 16 novembre 1995, le slot 11 est utilisé pour déduire $CN_{t \text{ nuit}}$. Quand ce slot est absent pour le jour étudié, l'utilisation du slot 11 du jour précédent s'avère envisageable, de même que l'utilisation du slot le plus tardif de la journée (slot 35), qui correspond à la même couverture obscure (inversée) du disque terrestre. Après le 16

novembre 1995, d'autres images correspondant à l'obscurité du disque terrestre sont disponibles, ce qui amène la question suivante : est-il préférable d'utiliser le 1^{er} slot de nuit (slot 5 ou 6) à la place du slot 11 (ou 12 du 16 novembre 1995 au 2 octobre 1996) ? En effet, ce 1^{er} slot correspond à un disque terrestre davantage dans l'obscurité (se reporter à la figure III.1). En utilisant le slot 5 (ou 6) à la place du slot 11 (ou 12), les valeurs de luminance déduites de la méthode de Lefèvre *et al.* sont supérieures à celles obtenues avec le slot 11, slot utilisé par Lefèvre *et al.* Or dans leur article, Lefèvre *et al.* notent une surestimation par rapport aux résultats de Kriebel et Amann (1993) et de Moulin *et al.* (1996). L'utilisation du slot 5 induirait donc une surestimation d'autant plus élevée. Il est donc préférable d'utiliser tout de même le slot 11 (ou 12) lorsqu'il est disponible, et s'il ne l'est pas, d'utiliser le slot 11 (ou 12) du jour précédent.

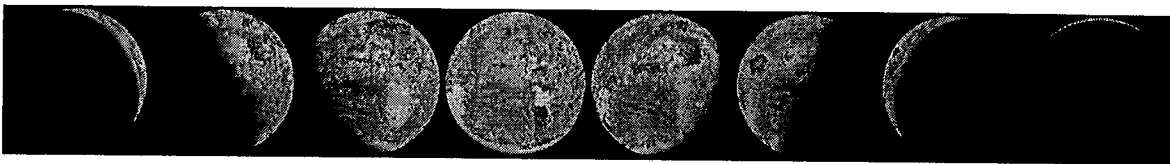


Figure III.1. Séquence d'images Meteosat disponibles le 11 juin 1996. De gauche à droite : slots 6, 12, 18, 24, 30, 36, 42, 48. Les niveaux de gris ont été choisis pour mettre en évidence l'obscurité ou l'éclairement du disque terrestre.

Considérant ces quelques remarques, on applique la méthode de Lefèvre *et al.* sur les données Meteosat afin d'obtenir la série temporelle des coefficients d'étalonnage de 1985 à 1997. Ces coefficients sont représentés sur les figures III.2 et III.3 et vont être à la base de notre réflexion.

Dans la suite de ce chapitre, les figures sont référencées dans le temps depuis le 1^{er} juin 1983, représentant le jour julien numéro un. Le tableau III.2 donne la correspondance entre les jours juliens indexés depuis ce jour de référence et différentes dates.

Date	Index	Date	Index	Date	Index
1.06.1983	1	1.01.1989	2042	1.01.1994	3868
1.01.1985	581	1.01.1990	2407	1.01.1995	4233
1.01.1986	946	1.01.1991	2772	1.01.1996	4598
1.01.1987	1311	1.01.1992	3137	1.01.1997	4964
1.01.1988	1676	1.01.1993	3503	31.12.1997	5329

Tableau III.2. Correspondance entre les jours juliens indexés depuis le 1^{er} juin 1983 et différentes dates.

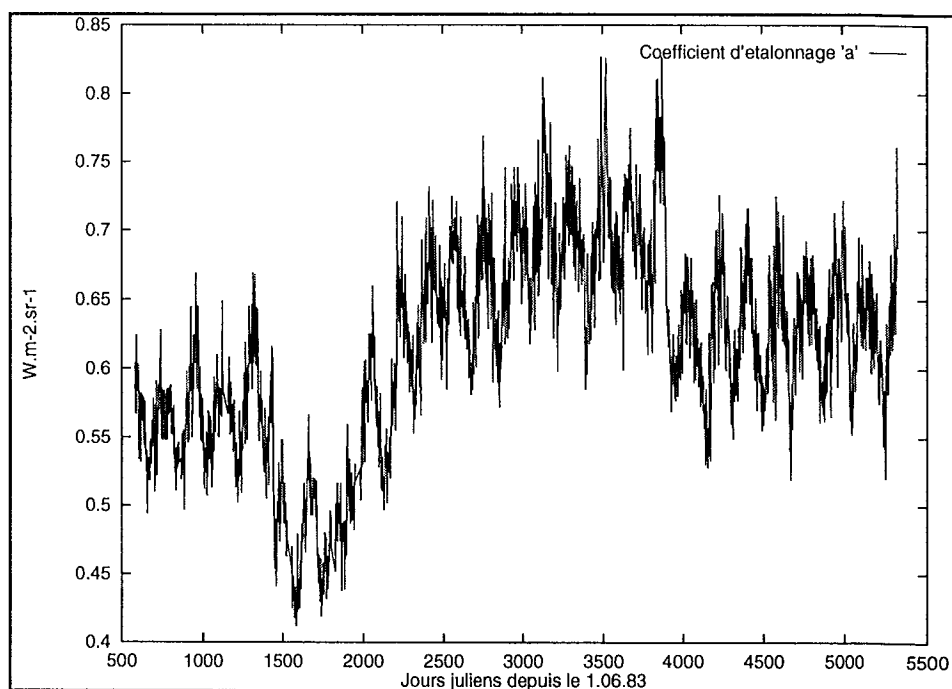


Figure III.2. Coefficient d'étalonnage a , déduit des images Meteosat B2 de 1985 à 1997 par la méthode de Lefèvre et al. (2000).

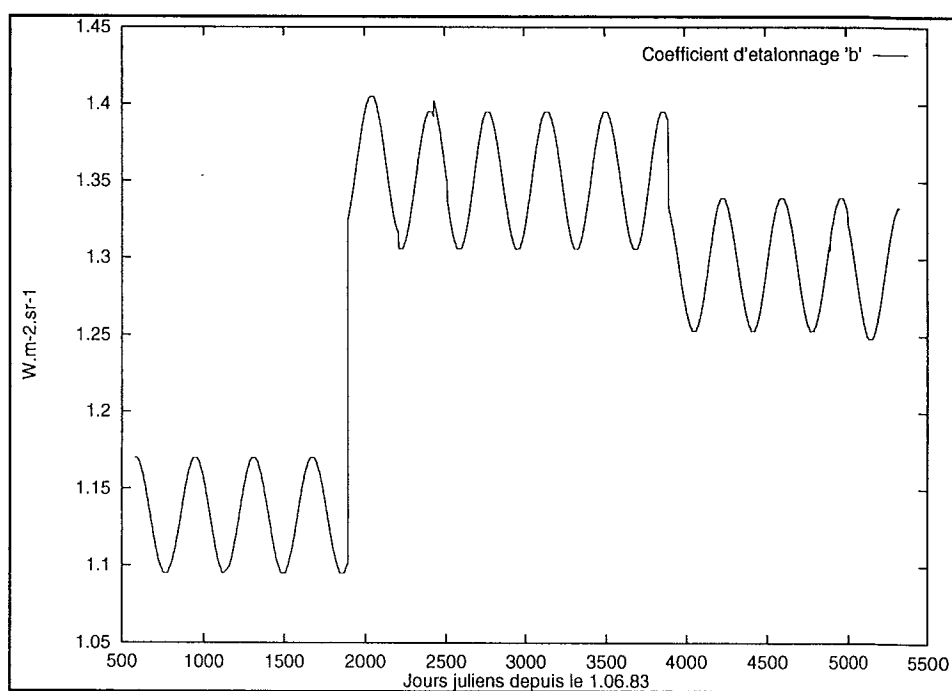


Figure III.3. Coefficient d'étalonnage b , déduit des images Meteosat B2 de 1985 à 1997 par la méthode de Lefèvre et al. (2000).

III.3.2. Mise en évidence de la périodicité du signal étalonné

L'évolution des coefficients d'étalonnage devrait nous montrer différents niveaux de variations temporelles. Tout d'abord, une évolution à long terme, liée uniquement aux variations des propriétés des capteurs au cours du temps, endommagés notamment par la condensation de vapeur d'eau sur les instruments. Cette évolution devrait être lente et quasiment linéaire pour un même capteur. Des variations temporelles plus brusques peuvent être observées, correspondant en général aux changements de capteurs, aux changements de gain d'un même capteur, ou plus rarement à des opérations sur les satellites, telles que les opérations de dégazage. Cependant les figures III.2 et III.3 représentant les coefficients d'étalonnage a_i et b_i ne montrent pas uniquement ces deux types de variations, mais montrent également des fluctuations non expliquées, que nous allons tenter de supprimer.

- Coefficient b_i

Les variations temporelles du coefficient b_i semblent curieuses. En effet, ce coefficient est déduit de la première hypothèse de stationnarité (III. 7) liée à l'observation du vide intersidéral, quantité qui devrait être invariante d'un jour sur l'autre. On devrait donc observer un coefficient stable pendant l'utilisation d'un même capteur, avec des variations observées uniquement lors des changements de capteurs. Or on note sur la figure III.3 une périodicité de l'ordre d'un an, ce qui correspond à la variation de la correction de la distance Terre-Soleil. Pour retrouver l'origine de cette périodicité du coefficient b_i notée sur la figure III.3, il faut se reporter à l'équation de l'hypothèse de stationnarité (III. 7) donnée par Lefèvre *et al.*, qui fait intervenir l'excentricité de manière erronée. Pour s'en convaincre, on peut considérer $L_{t \text{ nuit}}$ comme la luminance de la zone terrestre à l'ombre du soleil observée par le capteur. La luminance de cette zone non illuminée ne dépend donc pas du rayonnement solaire ; elle est constante dans le temps, et l'excentricité qui corrige le rayonnement solaire de la distance Terre-Soleil ne doit donc pas intervenir dans la relation (III. 7). Après correction, la relation de stationnarité (III. 7) devient alors la suivante :

$$L_{t0 \text{ nuit}} / I_{0 \text{ met}}(t_0) = L_{t \text{ nuit}} / I_{0 \text{ met}}(t) \quad (\text{III. 14})$$

Ainsi, le coefficient b_i dépend uniquement d'un changement de capteur et son expression est donnée par l'équation (III. 15) :

$$b = L_{t0 \text{ nuit}} I_{0 \text{ met}}(t) / I_{0 \text{ met}}(t_0) \quad (\text{III. 15})$$

- Coefficient a_t

En observant l'évolution temporelle du coefficient d'étalonnage a_t sur la figure III.2, on note d'une part une certaine périodicité, et d'autre part une grande variabilité temporelle. Afin de vérifier ces remarques, on calcule, sur l'intervalle T , la transformée de Fourier discrète du signal $a(t)$ (correspondant à la série temporelle des coefficients d'étalonnage a_t entre 1985 et 1997) :

$$A(f, T) = T_e \sum_{t=1}^N a(t) e^{-j2\pi \cdot t \cdot T_e \cdot f} \quad (\text{III. 16})$$

T_e correspond à l'intervalle de temps entre deux échantillons et est égal à un jour. Le nombre d'échantillons, $N = T/T_e$, est égal à 4543, il correspond au nombre total de jours traités.

Ce calcul de transformée de Fourier confirme les remarques visuelles en faisant apparaître une périodicité du signal : on note cinq fréquences remarquables représentées sur la figure III.4, exposant l'amplitude de $A(f, T) : |A(f, T)|$. Ces fréquences présentent des pics d'intensité importante en comparaison avec le bruit (estimé dans la section suivante). Notons que dans la figure III.4, est représentée la transformée de Fourier du signal centrée par rapport à la moyenne : l'extremum à la fréquence nulle, correspondant à la moyenne, n'apparaît pas. Le tableau III.3 donne la localisation des cinq maxima relatifs.

Fréquence, f (jours ⁻¹)	$2 \cdot 10^{-4}$	$9 \cdot 10^{-4}$	$1,2 \cdot 10^{-3}$	$5,5 \cdot 10^{-3}$	$6,1 \cdot 10^{-3}$
Période (jours)	4098	1170	819	182	164

Tableau III.3. Localisation des cinq fréquences remarquables d'après le calcul de la transformée de Fourier. (Voir la localisation des pics sur la figure III.4).

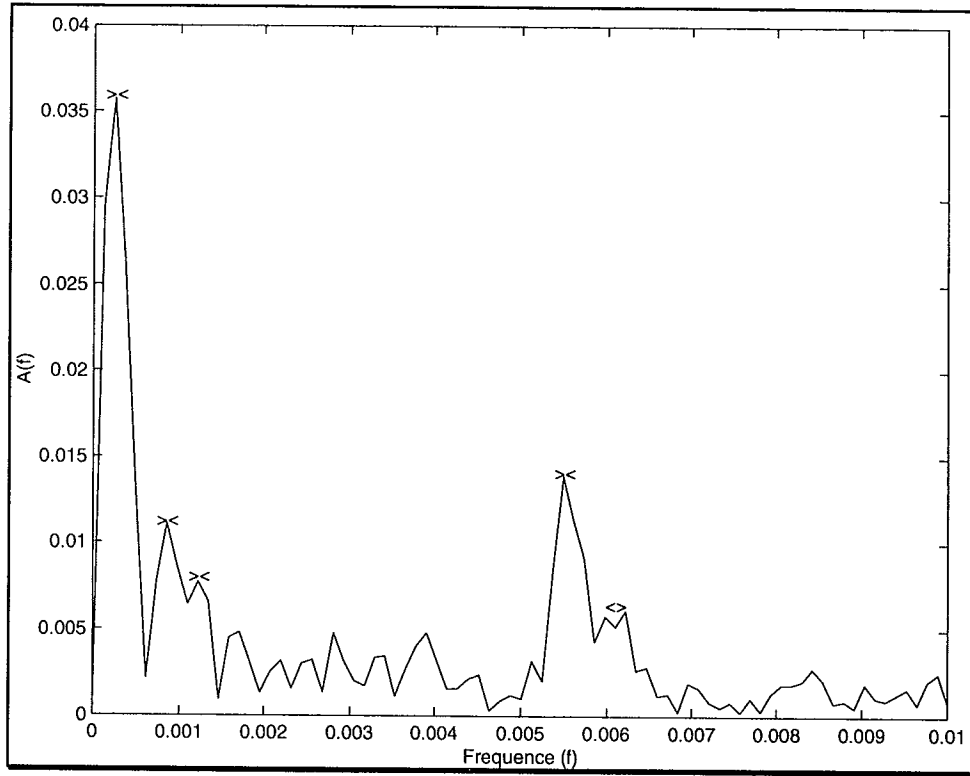


Figure III.4. Amplitude de la transformée de Fourier discrète, $A(f)$, et mise en évidence des cinq pics spectraux sur l'intervalle $[0 ; 0,01F]$.

Notre intérêt se porte particulièrement sur le pic associé à la période de *182 jours*, car cette période correspond à 6 mois. En isolant cette fréquence sur le signal, on constate que les maxima correspondent aux solstices et que les minima correspondent aux équinoxes. Ce phénomène périodique nous amène à remarquer que la position du soleil en chaque pixel n'intervient pas dans la méthode proposée par Lefèvre *et al.*, alors que ce paramètre devrait affecter la luminance mesurée au-dessus de chaque pixel.

La conservation des présences relatives entre nuages, masses terrestres, et masses d'eau visibles exprimée par l'équation (III. 8) se comprend mieux si on la traduit par la conservation de la dynamique du signal exprimée en réflectance (c'est-à-dire indépendance vis-à-vis de la hauteur du soleil) plutôt qu'en luminance. Dans le principe, on peut reprendre la méthode de Lefèvre *et al.* en recherchant un invariant en terme de réflectance tel que :

$$(\rho_{t0\ 80} - \rho_{t0\ 5})/F_{t0} = (\rho_{t\ 80} - \rho_{t\ 5})/F_t \quad (\text{III. 17})$$

Cependant étant donné le côté empirique de cette recherche mentionnée par Lefèvre *et al.*, et pour ne pas recommencer la démarche, nous proposons une correction de la formulation permettant d'inclure les variations de la position du soleil dans la voûte céleste en corrigeant les luminances $L_{t0\ 5}$, $L_{t0\ 80}$, $L_{t\ 5}$, et $L_{t\ 80}$ d'un facteur égal au cosinus de

l'angle zénithal solaire. En considérant que les pixels contribuant aux percentiles 5 % et 80 % sont uniformément répartis dans l'image, une correction grossière des effets des angles pourra être accomplie en effectuant cette correction pour une latitude (φ) et une longitude (λ) nulles, c'est-à-dire au centre de l'image. Cette correction revient à normaliser les luminances par l'éclairement extraterrestre corrigé de la variation de la distance Terre - Soleil, qui serait reçu sur une surface horizontale à l'équateur pour une longitude nulle. L'hypothèse de stationnarité (III. 8) devient donc la suivante :

$$(L_{t0\ 80} - L_{t0\ 5}) / F_{t0} \cos(\theta_z)_{t0, \varphi=0, \lambda=0} = (L_t\ 80 - L_t\ 5) / F_t \cos(\theta_z)_{t, \varphi=0, \lambda=0} \quad (\text{III. 18})$$

avec $\cos(\theta_z) = \sin \varphi \sin \delta + \cos \varphi \cos \delta \cos \omega$

où ω est l'angle horaire du Soleil : $\omega = 15 (TU + \lambda/15 + \Delta t - 12)$

δ est la déclinaison du Soleil (et dépend du jour considéré)

Par contre, les luminances $L_{t0\ nuit}$ et $L_t\ nuit$ ne sont pas corrigées car elles correspondent à une observation de nuit.

Ainsi, la relation liant la luminance au compte numérique s'écrit donc :

$$L_t = a_t (CN_t - CN_{t\ nuit}) + b_t \quad (\text{III. 19})$$

avec les coefficients a_t et b_t donnés par les équations suivantes :

$$a_t = [(L_{t0\ 80} - L_{t0\ 5}) / (CN_{t\ 80} - CN_{t\ 5})] \cdot (F_t \cos \theta_z) / (F_{t0} \cos(\theta_z)_{t0}) \quad (\text{III. 20})$$

$$b_t = L_{t0\ nuit} I_{0\ met}(t) / I_{0\ met}(t_0) \quad (\text{III. 21})$$

La figure III.5 représente le coefficient a_t avant et après cette correction de l'angle zénithal solaire. Nous observons la disparition de la périodicité qui avait attiré notre attention au paragraphe précédent. Pour vérifier cette observation et la validité de notre approche, nous calculons la transformée de Fourier du coefficient d'étalonnage a_t corrigé. Le résultat est reporté sur la figure III.6.

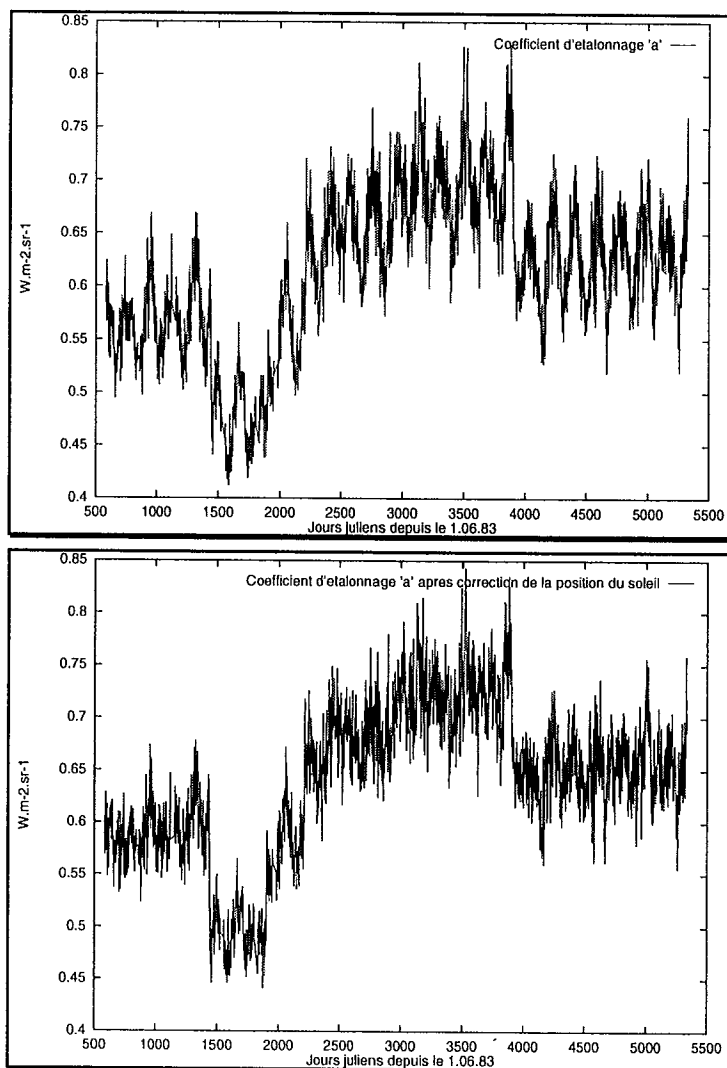


Figure III.5. Comparaison du coefficient d'étalonnage a , avant (figure du haut) et après (figure du bas) correction du cosinus de l'angle zénithal solaire.

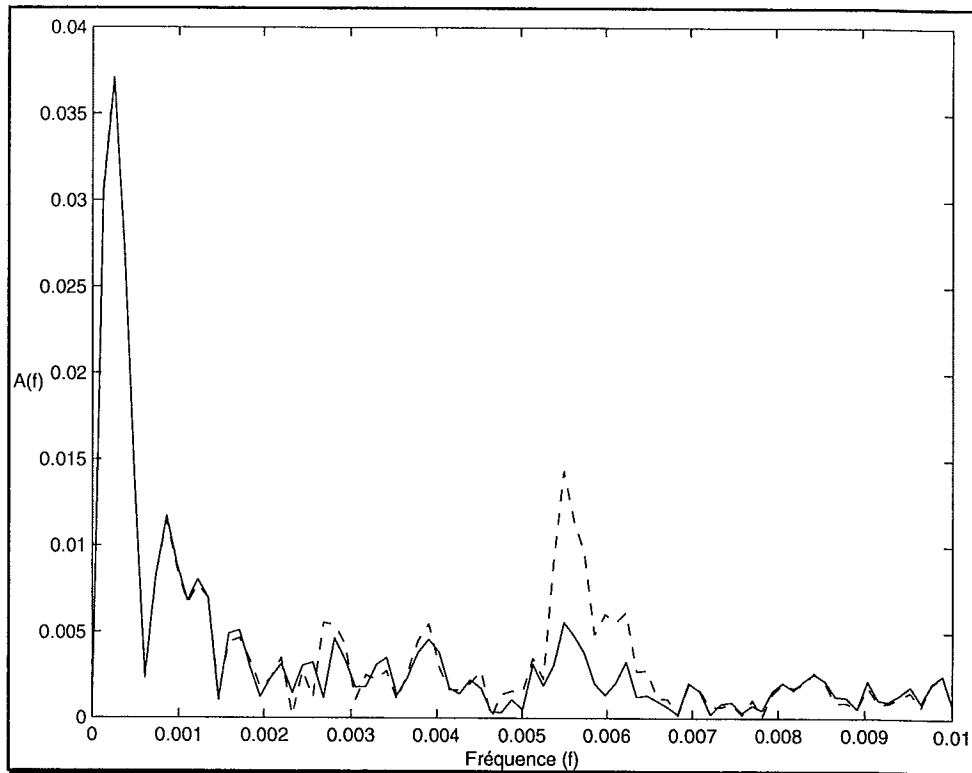


Figure III.6. Amplitude de la transformée de Fourier, $A(f)$, du signal $a(t)$ sur l'intervalle $[0 ; 0,01F]$ avant (pointillés) et après (trait continu) correction du cosinus de l'angle zénithal solaire.

Selon nos attentes, nous notons sur la figure III.6 une forte diminution du pic correspondant à la période de 182 jours, appuyant ainsi l'impression visuelle d'une disparition de la périodicité remarquée auparavant. Pour évaluer cette diminution on calcule la puissance : $\int_I |A(f)|^2 df$, où I représente l'intervalle centré autour du pic.

Cette puissance correspond à la variance du signal à cet endroit. On peut alors estimer l'écart type et la diminution de l'écart type pour ce pic. On trouve les variances suivantes :

- $\sigma = 2,8 \cdot 10^{-4}$ pour le signal avant correction
- $\sigma = 1,2 \cdot 10^{-4}$ pour le signal après correction

Ainsi, les considérations physiques sous-tendant notre correction sont exactes puisqu'il y a une diminution de l'écart type : cette diminution est d'ailleurs significative car le rapport vaut 44 %, soit une diminution de 7,2 dB.

Ainsi, en corrigeant les luminances mesurées par le cosinus de l'angle zénithal solaire, on obtient un coefficient d'étalonnage dont les variations semblent moins discutables. Cependant, la correction appliquée n'est pas exacte et a été effectuée pour une latitude et une longitude moyennes de valeurs nulles. Pour effectuer une correction plus rigoureuse, nous avons envisagé de filtrer totalement ce pic de fréquence correspondant à 182 jours. Mais les différentes tentatives nous amènent à la conclusion que ce filtrage sélectif n'est pas possible si l'on considère les caractéristiques de notre signal. En effet, pour obtenir un

filtre de capacités moyennes d'une bande passante de 0,003 (largeur du pic à éliminer) centré sur $5,5 \cdot 10^{-3}$ (182 jours), la taille nécessaire du filtre est estimée à 1155 échantillons, ce qui représente un filtrage étalé sur $6^{1/2}$ ans ! Étant donnée la durée d'utilisation opérationnelle d'un capteur, un tel filtre n'est pas envisageable.

III.3.3. Estimation du bruit et étude du lissage du coefficient d'étalonnage

En étudiant l'amplitude de la transformée de Fourier $A(f)$, dont une partie est représentée dans la figure III.4, on s'aperçoit qu'au-delà de certaines fréquences, le signal $A(f)$ devient faible et qu'on ne distingue plus de maximum marqué. Une partie du signal $a(t)$ pourrait ainsi être due à un bruit, qu'on essaie d'évaluer par différentes méthodes :

III.3.3.1. Evaluation de l'écart type du bruit à partir du variogramme (Wald, 1989 ; Djamdji, 1993)

Pour une fonction $a(t)$ intrinsèque (pour laquelle la variance ou la covariance ne sont pas forcément définies), on définit le **variogramme** $\gamma(h)$ d'après la relation suivante :

$$E[(a(t+h) - a(t))^2] = 2 \gamma(h) \quad (\text{III. 22})$$

où $E[x]$ représente l'espérance mathématique de la fonction x .

Le comportement à l'origine et la présence ou l'absence de palier sont les deux principales caractéristiques importantes d'un variogramme. Parmi les différents comportements à l'origine, l'effet de pépité se caractérise par une discontinuité à l'origine du variogramme ($\gamma(h)$ ne tend pas vers 0 quand h tend vers 0). La limite de $\gamma(h)$ lorsque h tend vers 0 est une constante positive appelée « *constante de pépité* ». Cette discontinuité peut être liée à la présence de structures d'échelles inférieures à celle du support de mesure, mais elle peut aussi être causée par des erreurs de mesures ou par du bruit.

On démontre (Wald, 1989, Djamdji, 1993) que dans le cas d'un bruit blanc gaussien, la variance du bruit est assimilée à $\gamma(0^+)$:

$$\sigma^2 = \lim_{h \rightarrow 0^+} \gamma(h) = \gamma(0^+) \quad (\text{III. 23})$$

donc l'expression (III. 24) donne une majoration de la variance du bruit de pépité :

$$\gamma(1) = E[(a(t+1) - a(t))^2] = (1/N) \sum_{t=1}^N (a(t+1) - a(t))^2 \quad (\text{III. 24})$$

L'écart type du bruit ainsi estimé à partir du variogramme vaut : $\sigma = [\gamma(1)]^{1/2} = 0,0125$.

III.3.3.2. Evaluation de l'écart type du bruit à partir du premier plan d'une analyse en ondelette

Une autre méthode d'estimation du bruit, utilisant l'analyse en ondelette du signal, est présentée par Blanc (1999). Si l'on décompose le signal $a(t)$ en un signal sans bruit, $\underline{a}(t)$, et un signal composé uniquement d'un bruit blanc gaussien indépendant, $b(t)$, d'écart type σ_b , on a la relation suivante :

$$a(t) = \underline{a}(t) + b(t) \quad (\text{III. 25})$$

En convoluant le signal $a(t)$ avec un filtre de transformée en ondelette à trous, h , on obtient le premier plan d'ondelette du signal $a(t)$:

$$o(t) = h * a(t) = \sum_{k=-1}^1 h(t) a(t-k) = -1/4 [a(t-1) + a(t+1)] + 1/2 [a(t)] \quad (\text{III. 26})$$

Le filtre h dans l'espace des fréquences s'écrit (Blanc, 1999) :

$$H(f) = \sum_{k=-N}^N h(t) e^{-2j\pi f k} = 1/2 [1 - 1/2 \cos(2\pi f)]$$

Ce filtre passe-haut a une fréquence de coupure de $F_e/4$ et donne un premier plan d'ondelette où seules les fréquences comprises dans l'intervalle $[F_e/4, F_e/2]$ sont conservées. Dans le cas du signal $a(t)$, cet intervalle correspond à $[0,25 ; 0,5]$, et l'on suppose d'après la représentation de l'amplitude de la transformée de Fourier du signal (voir figures III.4 et III.7), que celle-ci n'est composée que de bruit à partir d'une fréquence inférieure à $F_e/4 = 0,25$ (voir conclusions de ce paragraphe), et que toute fluctuation inférieure à quatre jours est due au bruit. On fait donc l'hypothèse que ce premier plan d'ondelette est constitué uniquement de bruit.

On peut écrire :

$$o(t) = h * a(t) = [h * \underline{a}(t)] + [h * b(t)] = h * b(t) \quad (\text{III. 27})$$

En effet, $h * \underline{a}(t) = 0$ si le premier plan d'ondelette n'est composé que de bruit, car $\underline{a}(t)$ est un signal sans bruit.

A partir de l'équation (III. 27), Blanc (1999) montre la relation suivante permettant de déduire une estimation de la variance du bruit à la condition que ce bruit soit blanc et gaussien :

$$E[o(t)^2] = 1/N \sum_{t=1}^N o(t)^2 = 0,61 \sigma_b^2 \quad (\text{III. 28})$$

Ainsi on en déduit l'écart type du bruit d'après la relation :

$$\sigma_b = [(1/0,61.N) \sum_{t=1}^N o(t)^2]^{1/2} \quad (\text{III. 29})$$

L'écart type du bruit calculé par cette méthode vaut $\sigma = 0,011$.

III.3.3.3. Evaluation de l'écart type du bruit issu de la quantification

Soit un signal $x(t)$ continu et $y(t)$ le signal échantillonné quantifié d'un pas de quantification q uniforme, tel que :

$$y(t) = n.q \quad \text{avec } n.q - (q/2) \leq x(t) < n.q + (q/2) \quad n \text{ entier} \quad (\text{III. 30})$$

Les formules de Shappard donnent les relations qui lient les propriétés statistiques avant et après quantification :

$$\begin{aligned} E[x] &= E[y] \\ E[x^2] &= E[y^2] - q^2/12 \\ E[x^3] &= E[y^3] - E[x].q^2/4 \end{aligned} \quad (\text{III. 31})$$

L'erreur résultant sur l'échantillon s'écrit alors $\varepsilon(t) = y(t) - x(t)$. En supposant que les erreurs portant sur les différents échantillons successifs sont statistiquement indépendantes, on en déduit les propriétés du premier et du second ordre suivantes (Charbit, 1990) :

$$\begin{aligned} E[\varepsilon(t)] &= 0 \\ E[\varepsilon(t) \varepsilon(t')] &= q^2/12 \delta_{t,t'} \quad \text{avec } \delta_{t,t'} : \text{indice de Kroneker} \end{aligned} \quad (\text{III. 32})$$

Si l'on admet que le signal $a(t)$ est un signal échantillonné quantifié avec des échantillons indépendants, on peut estimer l'écart type du bruit de quantification :

$$\sigma^2 = E[\varepsilon^2(t)] - (E[\varepsilon(t)])^2 = q^2/12 \quad (\text{III. 33})$$

On distingue deux périodes : avant et après le 19 juin 1989. En effet, cette date correspond au passage des images Meteosat sur 8 bits.

$$\sigma = q/\sqrt{12} = 0,006 \quad \text{avec } q = 0,02 : \text{pas de quantification avant le 19 juin 1989}$$

$$\sigma = q/\sqrt{12} = 0,003 \quad \text{avec } q = 0,01 : \text{pas de quantification après le 19 juin 1989}$$

Le bruit ne semble donc pas être dû uniquement au pas de quantification. Cependant avant le 19 juin 1999, ce pas apporte tout de même une contribution de près de 60 %.

Ces différentes évaluations permettent de déduire un ordre de grandeur du bruit lié au coefficient d'étalonnage a_i . On tente d'éliminer ce bruit en construisant un filtre qui fournira un signal dont la différence avec le signal d'origine aura un écart type de valeur similaire à celles trouvées ci-dessus. On espère ainsi s'affranchir du bruit lié au signal.

Pour satisfaire cette condition, la fréquence de coupure doit être égale à 0,909, ce qui correspond à 11 jours. Ainsi toutes les variations inférieures à 11 jours ne seront pas prises en compte dans le signal filtré. Le filtre que nous avons synthétisé par apodisation de Hemming, et qui correspond à une telle fréquence de coupure est un filtre de 33 coefficients $h(i)$, s'appliquant du jour $J-16$ ($i = -16$) au jour $J+16$ ($i = 16$). On a les relations suivantes :

$$\sum_{i=-16}^{i=+16} h(i) = 1 \quad (\text{III. 34})$$

$$a(t) = \sum_{i=-16}^{i=+16} a(t-i) h(i) \quad (\text{III. 35})$$

Ce filtre est représenté dans l'espace des fréquences avec l'amplitude de la transformée de Fourier $A(f)$ sur la figure III.7.

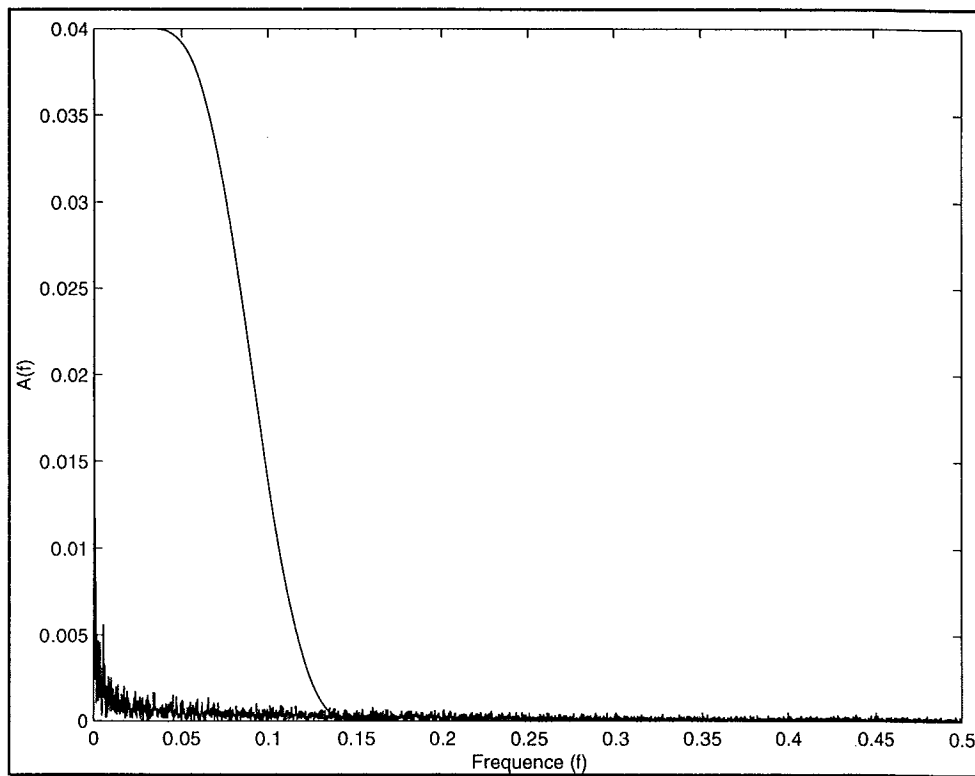


Figure III.7. Amplitude de la transformée de Fourier $A(f)$ et filtre de fréquence de coupure correspondant à 11 jours. En convoluant ces deux fonctions on obtient le signal lissé.

L'écart type calculé à partir de la différence entre le signal brut et le signal filtré est égal à 0,014 : cette valeur est légèrement supérieure aux écarts types du bruit estimés précédemment, mais cet écart type est jugé suffisant pour les besoins de l'étude.

L'histogramme des résidus est représenté sur la figure III.8. Son allure gaussienne confirme l'hypothèse d'un bruit gaussien avancée plus haut.

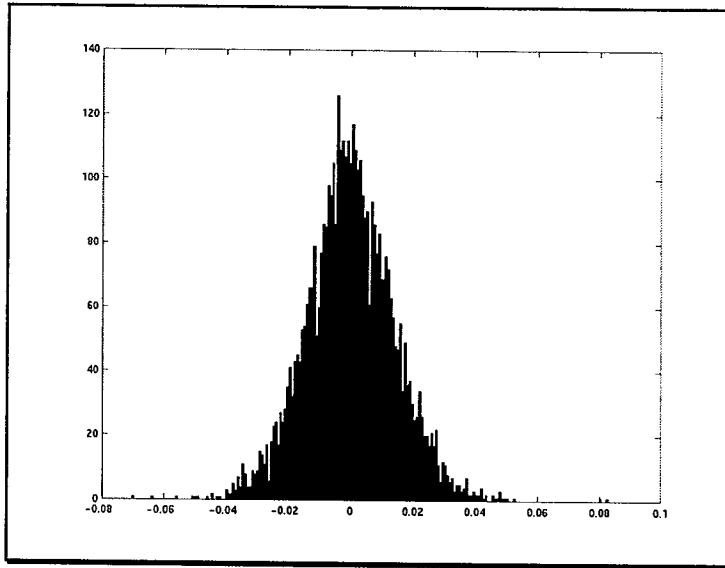


Figure III.8. Histogramme des résidus.

Après l'étude précédente du coefficient d'étalonnage a_i , on s'intéresse à l'évolution de la luminance mesurée pour un compte numérique égal à 100. La figure III.9 représente cette luminance avant et après filtrage du coefficient d'étalonnage a_i .

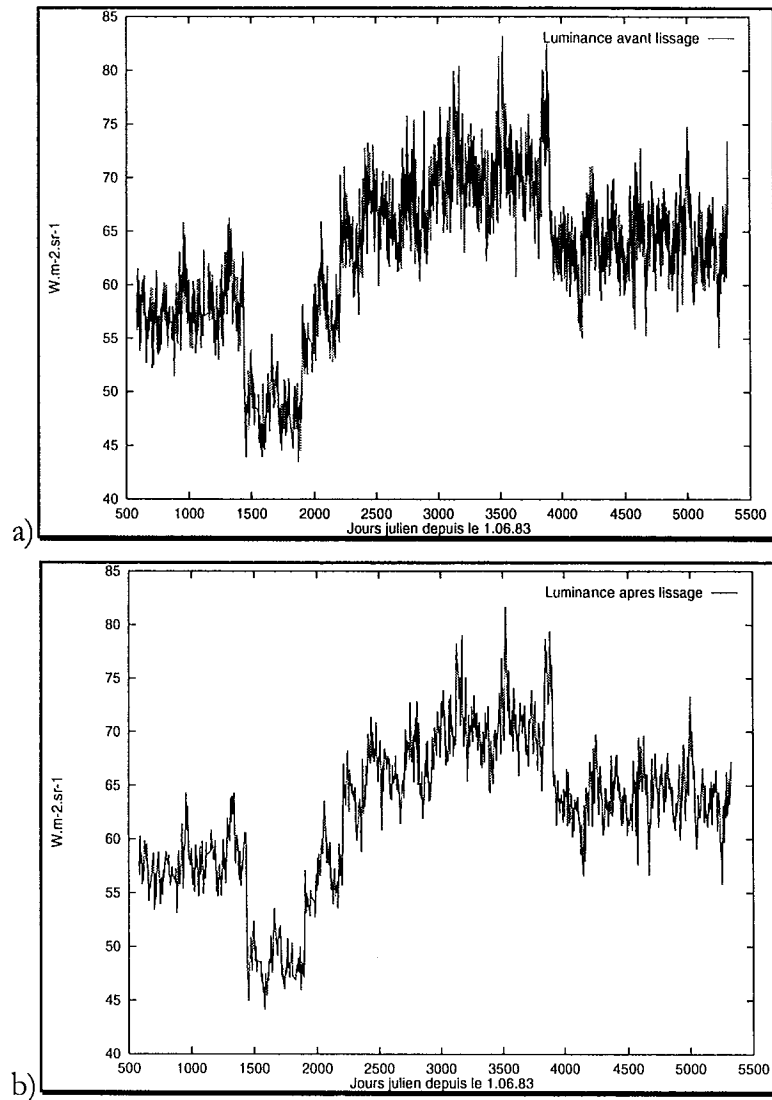


Figure III.9. Luminance calculée pour un compte numérique de 100 entre le 1^{er} janvier 1985 et le 31 décembre 1997 a) avant et b) après filtrage du coefficient a_r .

La différence entre le signal avant et après filtrage n'est quasiment pas biaisée : le biais (luminance - luminance filtrée) est égal à $-0,010$ ($0,015\%$), qui représente aussi la précision

de $\sum_{i=-16}^{i=+16} h(i)$. L'écart type de la luminance filtrée pour un compte numérique égal à 100

vaut $9,69$ contre $9,72$ pour l'écart type de la luminance avant filtrage. Le lissage du coefficient d'étalonnage a_r a donc permis de réduire une partie des variations, ce qui se traduit par une légère diminution de l'écart type.

III.3.4. Modification des fenêtres spectrales de Meteosat-5, -6, -7

Un article récent de Govaerts (1999) recommande fortement d'adopter une autre fenêtre spectrale pour les satellites Meteosat-5 et -6. En effet, selon son étude, les réponses

spectrales des capteurs Meteosat-5 et Meteosat-6 disponibles auprès d'Eumetsat (c.f. annexe B), et également utilisées par Lefèvre *et al.* et Moulin *et al.*, ne sont pas correctes. En effet, les trois instruments Meteosat-5, -6, -7 ont été produits dans le même lot et devraient alors avoir des réponses équivalentes. Mais des problèmes de caractérisations ont été rencontrés pour Meteosat-5 et -6, rendant peu fiables les réponses de Meteosat-5 et -6 annoncées. En revanche, celle de Meteosat-7 serait plus fiable et Govaerts suggère donc de remplacer les réponses des capteurs -5 et -6 par celle de Meteosat-7. Nous avons donc remplacé dans la méthode de Lefèvre *et al.* les valeurs d'éclairement enregistrées par le canal VIS des différents capteurs $I_{0\text{ mct}} = \int_{0,3}^{1,1} I_{0\lambda} S_{\lambda} d\lambda$, par celles suggérées par Govaerts

sur le site Eumetsat <http://www.eumetsat.de>. Ces valeurs, ainsi que celle de Meteosat-7 sont reportées dans le tableau III.4 et remplacent les valeurs correspondantes données précédemment dans le tableau III.1.

Meteosat-5	Meteosat-6	Meteosat-7
692,16	692,16	693,17

Tableau III.4. Eclairements enregistrés par le canal VIS des différents capteurs Meteosat, d'après Govaerts. Ces valeurs corrigent celles du tableau III.1 pour Meteosat-5, -6, et -7.

III.4. Calcul des coefficients d'étalonnage

En appliquant la méthode de Lefèvre *et al.* modifiée telle que décrite ci-dessus à treize années d'images B2, de 1985 à 1997, c'est-à-dire en traitant 4543 jours, soit 9086 images (pour chaque jour un slot de nuit et un slot de jour sont nécessaires), nous avons obtenu une série temporelle de coefficients a_t , b_t , et $CN_{t\text{ nuit}}$.

Etant donné qu'un slot de nuit et un slot de jour sont utilisés pour déduire les coefficients d'étalonnage, il serait faux de calculer de la même façon ces coefficients pour les jours de changement de capteur. En effet, les changements ayant généralement lieu entre ces deux slots, le coefficient serait déduit à partir d'images acquises par deux capteurs différents, ce qui fausserait le résultat. Il serait alors judicieux de calculer deux coefficients pour ces jours de changement : le premier avant le changement et le second après. Cependant, par commodité, nous avons choisi de calculer un coefficient unique par jour. Ces coefficients des jours de changement de capteurs (tableau II.1, chapitre II) ont été calculés pour correspondre à l'image la plus illuminée (slot de midi), et correspondent donc au moment suivant le changement de capteur. Pour cela, le slot de nuit considéré dans la méthode est celui du soir ou bien celui du jour suivant.

De plus, pour les jours où la méthode n'est pas applicable (essentiellement pour cause de manque d'image), nous avons recours à une interpolation des coefficients d'étalonnage pour combler les « trous », de telle sorte que l'étalonnage des données soit toujours possible.

Nous avons représenté dans la figure III.10 la série temporelle des coefficients d'étalonnage a_i , déduits de notre base de données entre 1985 et 1997. Cette figure met en évidence deux valeurs sur les treize ans d'images traitées. Ces valeurs correspondent au 15 février 1987 et au 20 juin 1989. En analysant les images B2 à ces dates, on note que la radiométrie de l'image utilisée pour le slot de jour (slot 23 dans les deux cas) est différente de la radiométrie des images précédentes et suivantes. Par conséquent, ces deux images sont également ôtées de la base de données. Ainsi la procédure d'étalonnage a permis de détecter des défauts parmi une série d'images qui avaient pourtant déjà été contrôlées visuellement.

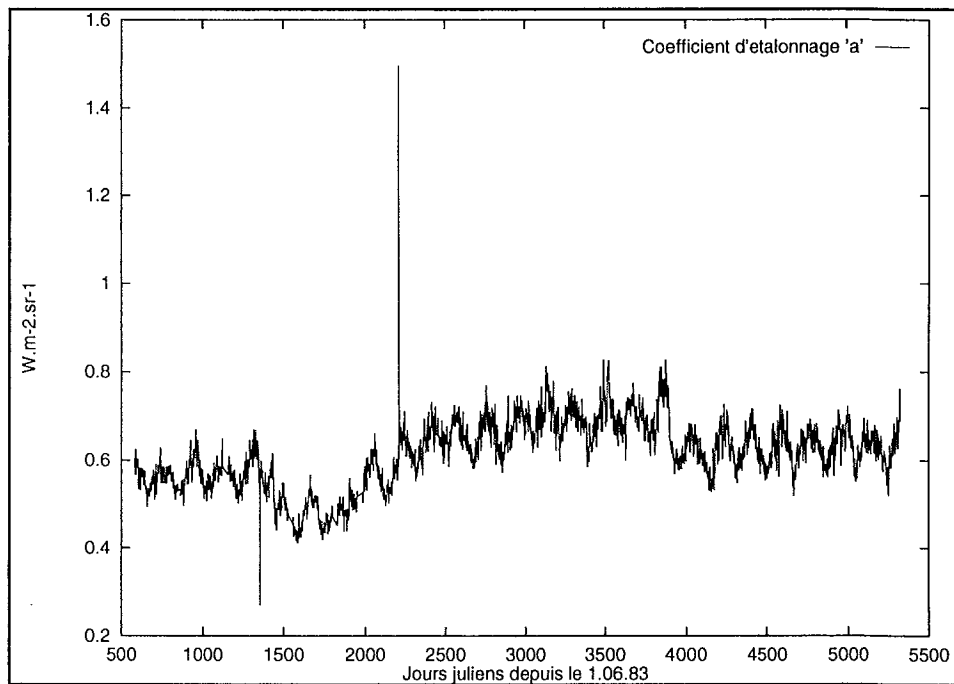


Figure III.10. Coefficient d'étalonnage a_i déduit des images Meteosat B2 de 1985 à 1997 par la méthode de Lefèvre *et al.* (2000). On note deux valeurs anormales qui seront retirées de la base de données.

Après avoir appliqué la méthode Lefèvre *et al.* modifiée, ôté les valeurs anormales notées ci-dessus, et après avoir interpolé les valeurs manquantes, il reste à appliquer le filtre de lissage décrit au paragraphe précédent. Les trente-trois coefficients $b(i)$ du filtre à appliquer sont représentés sur la figure III.11 et détaillés dans le tableau III.5.

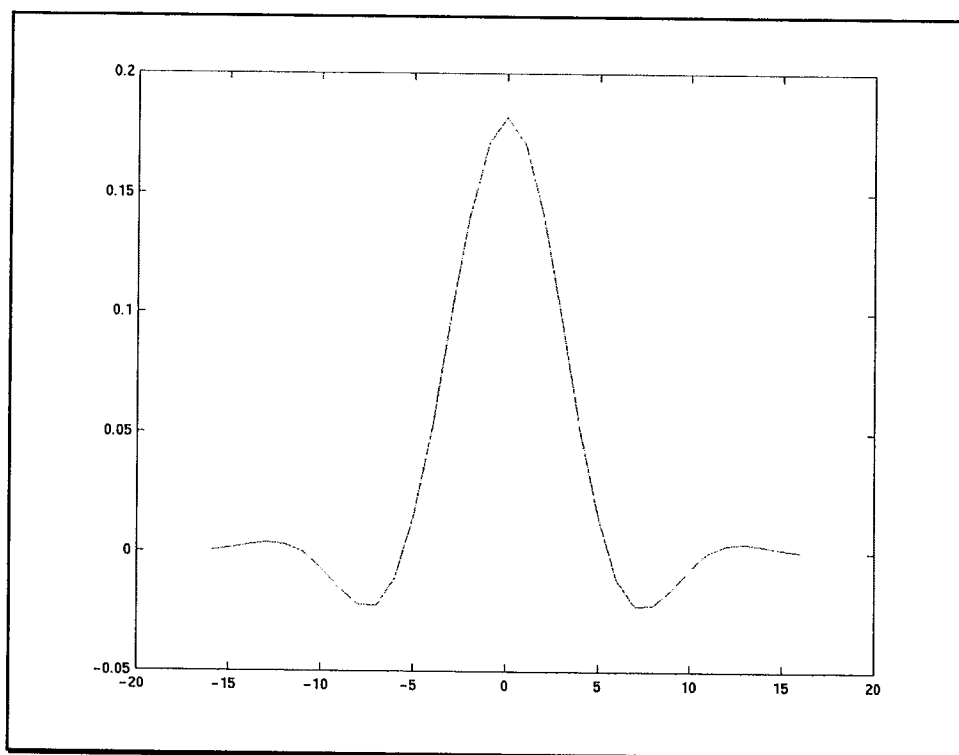


Figure III.11. Représentation du filtre. Les 33 coefficients $b(i)$ décrivant le filtre varient de $i=-16$ à $i=+16$.

On calcule les valeurs aux bords par effet miroir :

$a(-i) = a(i)$ pour les seize premières valeurs

$a(i) = a(-i)$ pour les seize dernières valeurs.

Il faut encore veiller à appliquer le filtre correctement lors des changements de capteurs. Pour cela on filtre les coefficients par période correspondant à un même capteur, en appliquant l'effet de miroir autour de chaque changement. Le signal brut et le signal filtré des variations temporelles inférieures à 11 jours sont représentés sur la figure III.12. La brusque variation observée lors de l'utilisation de Meteosat-2 est due à un changement de gain prévu et annoncé par Eumetsat.

$i = -16$	$4,07.10^{-4}$	$i = -5$	$1,44.10^{-2}$	$i = 6$	$-1,10.10^{-2}$
$i = -15$	$1,51.10^{-3}$	$i = -4$	$5,24.10^{-2}$	$i = 7$	$-2,24.10^{-2}$
$i = -14$	$2,90.10^{-3}$	$i = -3$	$9,73.10^{-2}$	$i = 8$	$-2,22.10^{-2}$
$i = -13$	$3,91.10^{-3}$	$i = -2$	$1,40.10^{-1}$	$i = 9$	$-1,53.10^{-2}$
$i = -12$	$3,35.10^{-3}$	$i = -1$	$1,71.10^{-1}$	$i = 10$	$-6,78.10^{-3}$
$i = -11$	$-2,20.10^{-18}$	$i = 0$	$1,82.10^{-1}$	$i = 11$	$-2,20.10^{-18}$
$i = -10$	$-6,78.10^{-3}$	$i = 1$	$1,71.10^{-1}$	$i = 12$	$3,35.10^{-3}$
$i = -9$	$-1,53.10^{-2}$	$i = 2$	$1,40.10^{-1}$	$i = 13$	$3,91.10^{-3}$
$i = -8$	$-2,22.10^{-2}$	$i = 3$	$9,73.10^{-2}$	$i = 14$	$2,90.10^{-3}$
$i = -7$	$-2,24.10^{-2}$	$i = 4$	$5,24.10^{-2}$	$i = 15$	$1,51.10^{-3}$
$i = -6$	$-1,10.10^{-2}$	$i = 5$	$1,44.10^{-2}$	$i = 16$	$4,07.10^{-4}$

Tableau III.5. Valeurs des trente-trois coefficients du filtre pour i variant de -16 à +16.

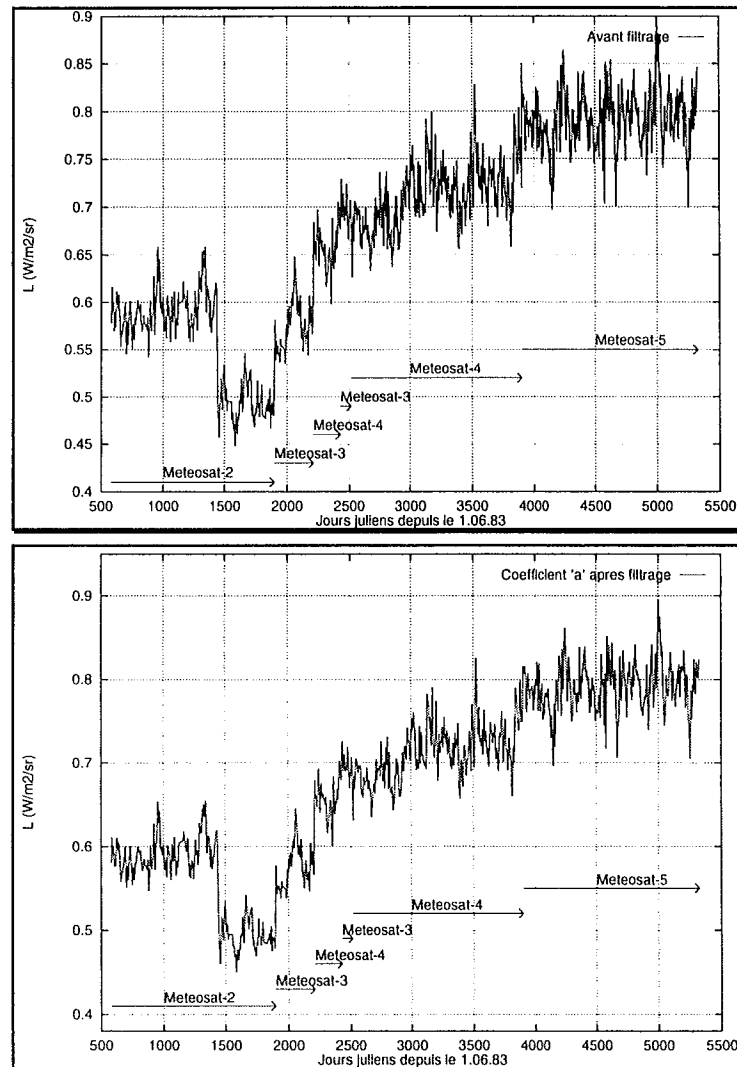


Figure III.12. En haut : Série temporelle du coefficient d'étalonnage a , avant lissage. En dessous : Série temporelle du coefficient d'étalonnage a , filtré (les variations inférieures à onze jours ont été supprimées).

Pour intégrer les années futures dans cette base de données de coefficients d'étalonnage, il suffira donc d'appliquer pareillement cette méthode modifiée, puis de lisser les coefficients avec le filtre décrit ci-dessus. Il faudra simplement veiller à recalculer les dernières valeurs déjà filtrées en tenant compte des nouvelles données supplémentaires.

Pour une utilisation ultérieure dans des projets du laboratoire et également pour répondre à des demandes de collègues scientifiques, nous avons étudié la dissémination de ces coefficients d'étalonnage sur le web. Cette étude est détaillée dans le chapitre V.

Le site Helioserve qui héberge cette base de données permet d'accéder aux coefficients d'étalonnage en entrant le jour d'intérêt. Pour les jours de changement de capteur, le slot est également déterminant mais ceci n'est pas géré par le site, qui prend en compte le slot de midi. L'interface fournit également des périodes complètes des coefficients ainsi que quelques statistiques associées.

III.5. Comparaison avec d'autres méthodes d'étalonnage

Les valeurs de luminance obtenue par la méthode ainsi modifiée sont comparées à d'autres publications sur le sujet.

III.5.1. Comparaison avec Moulin *et al.* (1996) et Moulin et Schneider (1999)

L'étude faite par Moulin *et al.* (1996) permettant d'étalonner les images Meteosat a été complétée par Moulin et Schneider (1999), permettant ainsi l'étalonnage du 1^{er} juin 1983 (Meteosat-2) au 14 février 1997 (Meteosat-5). Nous avons comparé les résultats de la méthode Lefèvre *et al.* à ceux de Moulin *et al.*. Etant donné que pendant l'utilisation de Meteosat-5 Moulin et Schneider (1999) utilisent des valeurs de fenêtre spectrale *a priori* erronées, ceci entraîne une sous-estimation des valeurs de l'ordre de 23 % pour les images correspondantes. Nous avons par conséquent restreint notre comparaison aux satellites Meteosat-2, -3, et -4, et donc à la seule publication Moulin *et al.* (1996) en excluant l'étude pour Meteosat-5. La comparaison entre les deux méthodes du 1^{er} janvier 1985 au 4 février 1994 est reportée dans le tableau III.6, et les figures III.13 et III.14. La comparaison a ainsi porté sur 3126 données. Les valeurs de luminances ont été comparées pour un compte numérique égal à 100.

	Méthode de Moulin et al. ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$)	Méthode de Lefèvre et al. modifiée ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$)	Différence ($\text{W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) (Lefèvre - Moulin)
Moyenne	62,20	62,47	0,273 (0,44 %)
Variance	54,02	62,43	5,97
Ecart type	7,35	7,91	2,44
EQM	2,46 (3,95 %)		
Coeff. de corrélation	0,95		
Droite de régression	$L_{\text{Lefèvre}} = 1,02 \times L_{\text{Moulin}} - 1,13$		

Tableau III.6. Résultats de l'analyse statistique de la comparaison entre les luminances calculées d'une part par la méthode de Lefèvre et al. modifiée et d'autre part par celle de Moulin et al. Les luminances comparées ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.

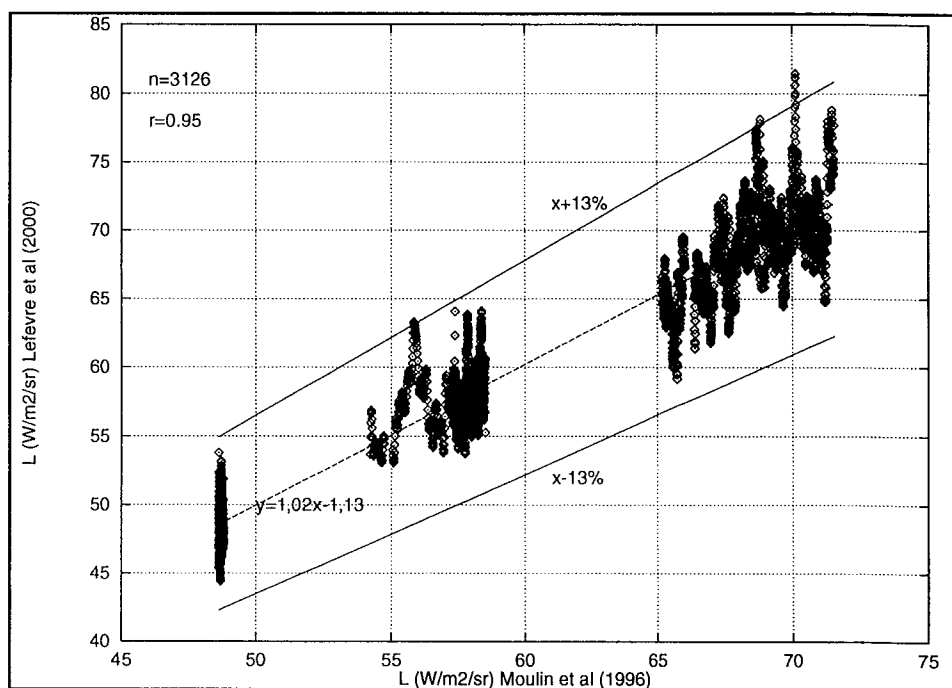


Figure III.13. Luminance calculée par la méthode de Lefèvre et al. modifiée en fonction de celle déduite de la méthode de Moulin et al pour un compte numérique égal à 100. La droite de régression est représentée sur la figure, ainsi que la marge d'erreur annoncée par Moulin et al. ($\pm 13\%$).

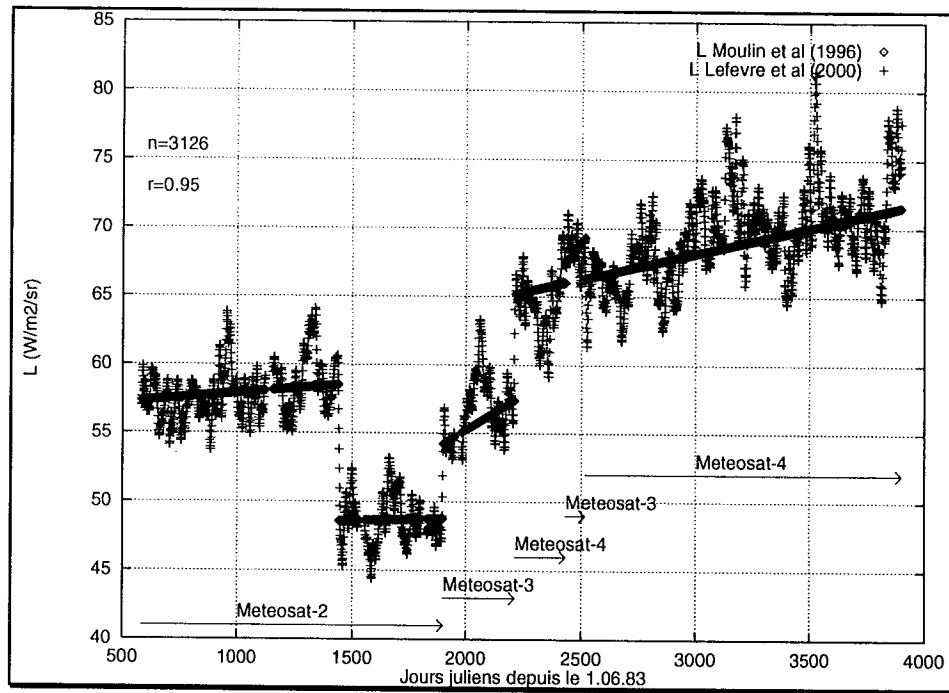


Figure III.14. Comparaison des luminances pour un compte numérique de 100 entre la méthode de Lefèvre *et al.* revue ici et celle de Moulin *et al.* Le chevauchement des signes ♦ pour la méthode de Moulin *et al.* se traduit par une ligne très épaisse.

Le coefficient directeur de la droite de régression est très proche de un, et le coefficient de corrélation est assez élevé si l'on considère le nombre de jours étudiés étalés sur neuf ans et le nombre de capteurs qui se sont succédés pendant cette période (Meteosat-2 à Meteosat-4). Rappelons encore que la formule de Moulin *et al.* résulte d'un ajustement d'un segment de droite. Elle ne reproduit donc pas les variations observées par tous les auteurs. Si un ajustement analogue était effectué sur nos résultats, nous trouverions des formules très similaires.

III.5.2. Comparaison avec Govaerts *et al.*, 1998

Le lancement prochain de Meteosat Seconde Génération (MSG) pousse Eumetsat à étudier une procédure d'étalonnage afin de pouvoir exploiter pleinement les futures données. En effet, tout comme Meteosat, MSG ne possèdera pas de système d'étalonnage de ses canaux visibles à bord, et il est indispensable de pouvoir quantifier les valeurs qui seront produites par MSG pour permettre une meilleure et plus grande utilisation des images MSG par la communauté scientifique internationale. Ainsi Govaerts *et al.* (1998) proposent une nouvelle approche pour étalonner les données. Bien qu'étudiée en vue de l'avènement de MSG, cette procédure est appliquée sur Meteosat pour tester les capacités de la méthode. Celle-ci est basée sur la simulation de luminances au sommet de l'atmosphère au-dessus de cibles lumineuses telles que le désert. Elle comprend aussi un

mécanisme de contrôle qualité et la surveillance de la dérive du capteur. Les coefficients résultant de cette étude sont mis à disposition sur le site Internet d'Eumetsat : <http://www.eumetsat.de> à raison d'un jeu de valeurs par an. Ces coefficients ont été calculés en tenant compte des suggestions de Govaerts (1999) présentées dans le paragraphe III.3.4. Les luminances obtenues pour un compte numérique égal à 100 par la méthode décrite dans Govaerts *et al.* (1998) d'une part, et d'autre part par la méthode de Lefèvre *et al.* modifiée par les améliorations décrites dans ce chapitre sont comparées. Les résultats de l'analyse statistique sont reportés dans le tableau III.7 et sont représentés sur la figure III.15. Les valeurs de luminance de la méthode Lefèvre *et al.* modifiée ont été préalablement lissées par le filtre décrit dans le paragraphe III.3.3.

Le coefficient de corrélation est faible. En effet, Govaerts *et al.* ne proposent qu'un jeu de coefficients annuellement. Par conséquent, ils ne peuvent reproduire les variations observées dans notre base de données. Par ailleurs, on note une erreur quadratique moyenne (EQM) peu élevée (environ 6 % en valeur relative), résultant principalement du biais. La méthode de Govaerts *et al.* produit des luminances plus élevées. Rappelons ici que la méthode de Lefèvre *et al.* nécessite un couple d'images étalonnées en valeur absolue, et que les coefficients choisis pour étalonner ces images de référence sont ceux de Moulin *et al.* (1996). Or si les coefficients d'étalonnage donnés par Moulin *et al.* diffèrent de ceux de Govaerts *et al.*, il est normal d'observer un biais entre Govaerts *et al.* et Lefèvre *et al.* Cependant ce biais reste relativement faible, et nous pouvons conclure que les deux méthodes produisent des résultats proches les uns des autres.

	Méthode de Govaerts et al. (W.m ⁻² .sr ⁻¹)	Méthode de Lefèvre et al. modifiée (W.m ⁻² .sr ⁻¹)	Différence (W.m ⁻² .sr ⁻¹) (Lefèvre - Govaerts.)
Moyenne	82,05	77,70	-4,35 (-5,31 %)
Variance	0,68	8,27	8,46
Ecart type	0,82	2,88	2,91
EQM	5,24 (6,4 %)		
Coeff. de corrélation	0,10		
Droite de régression	$L_{\text{Lefèvre}} = 0,36 \times L_{\text{Govaerts}} + 48,1$		

Tableau III.7. Résultats de l'analyse statistique de la comparaison entre les luminances calculées d'une part par la méthode de Govaerts *et al.* (1998) et d'autre part par celle de Lefèvre *et al.* (2000) telle que modifiée dans ce chapitre. Les luminances comparées ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.

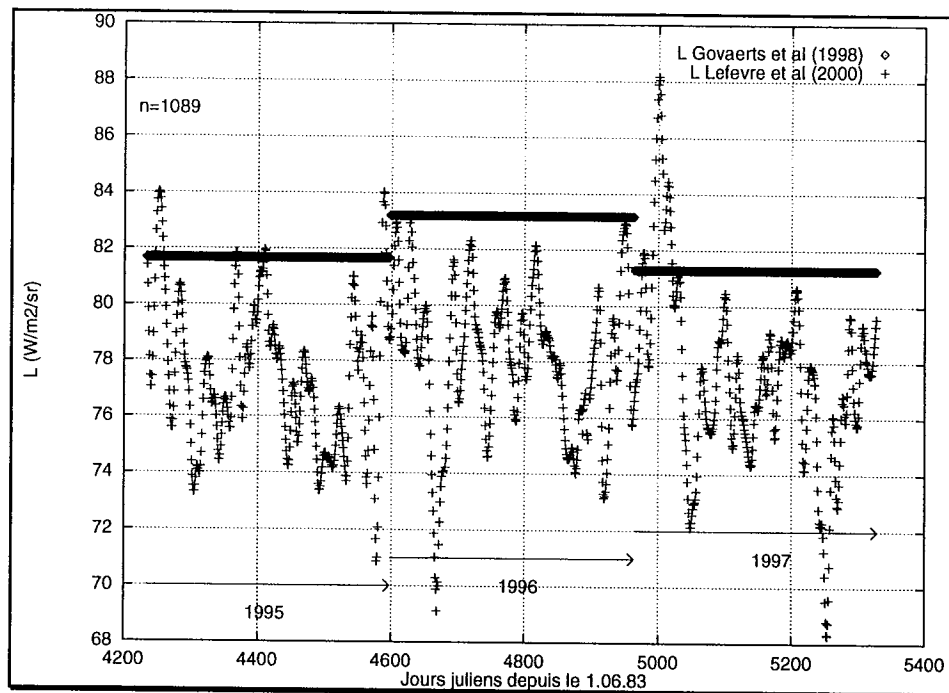


Figure III.15. Comparaison de 1995 à 1997 de la méthode de Govaerts *et al.* avec celle de Lefèvre *et al.* modifiée. Les luminances ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.

III.5.3. Comparaison avec Rossow *et al.* (1992), Desormeaux *et al.* (1993), Brest *et al.* (1997), et Rossow *et al.* (1995)

La méthode décrite dans ces différents articles : Rossow *et al.* (1992), Desormeaux *et al.* (1993), Brest *et al.* (1997), et Rossow *et al.* (1995) est utilisée pour le projet ISCCP (International Satellite Cloud Climatology Project). Cette méthode, baptisée ici méthode ISCCP, est basée sur la comparaison entre les réflectances mesurées par différents capteurs (par exemple Meteosat) et par celles mesurées par NOAA AVHRR-9 (AVHRR-7 dans les premières communications). Nous reportons ci-dessous les résultats de cette comparaison (figure III.16 et tableau III.8). Comme pour la comparaison avec la méthode de Moulin *et al.*, nous avons éliminé de l'étude les capteurs Meteosat-5 et -6 car les auteurs de la méthode ISCCP n'ont également pas pris en compte le changement de fenêtre spectrale recommandé par Govaerts (1999). La comparaison s'effectue alors pour un échantillon durant l'utilisation des capteurs Meteosat-2, -3, et -4, soit au total 1942 données. La méthode ISCCP donne des coefficients d'étalonnage mensuels ; ses variations sont donc plus marquées que celles des autres méthodes. On note une erreur quadratique moyenne (EQM.) de 16 %, pour un biais de 6 %. Les résultats de la méthode ISCCP ne sont donc pas en désaccord avec ceux de la méthode de Lefèvre *et al.* modifiée, même s'ils sont un peu plus éloignés des résultats obtenus à partir des autres méthodes. Il est difficile de conclure plus précisément sur cette comparaison puisque la procédure ISCCP est assez complexe, avec des aspects heuristiques certains, et il est possible que

malgré nos soins, nous avons commis une erreur. Malheureusement, nous n'avons pas trouvé de sources tierces pour confirmer les résultats de ISCCP.

	Méthode ISCCP (W.m ⁻² .sr ⁻¹)	Méthode de Lefèvre <i>et al.</i> modifiée (W.m ⁻² .sr ⁻¹)	Différence (W.m ⁻² .sr ⁻¹) (Lefèvre - ISCCP)
Moyenne	62,98	58,97	-4,01 (-6,37 %)
Variance	30,84	59,67	79,27
Ecart type	12,405,55	7,72	8,90
EQM	9,77 (15,51 %)		
Coeff. de corrélation	0,13		
Droite de régression	$L_{\text{Lefèvre}} = 0,18 \times L_{\text{ISCCP}} + 47,5$		

Tableau III.8. Résultats de l'analyse statistique de la comparaison entre les luminances calculées d'une part par la méthode ISCCP et d'autre part par celle de Lefèvre *et al.* (2000) modifiée. Les luminances comparées ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.

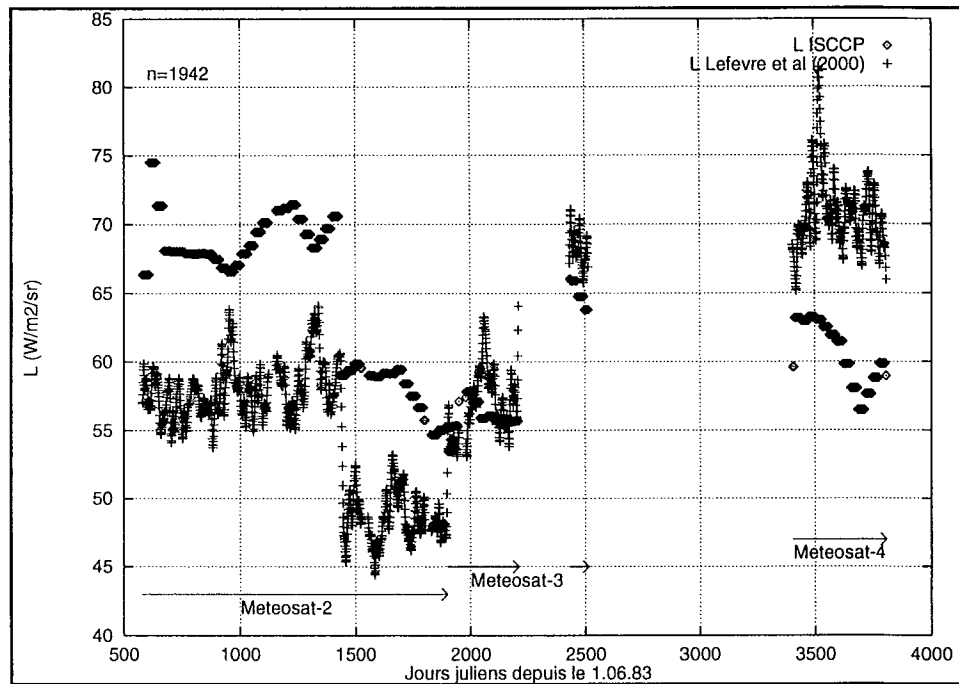


Figure III.16. Comparaison de la méthode ISCCP avec celle de Lefèvre *et al.* modifiée. Les luminances ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.

III.5.4. Discussion sur la variabilité du signal

La méthode de Lefèvre *et al.* modifiée offre des coefficients d'étalonnage chaque jour. Ces coefficients d'étalonnage sont calculés indépendamment les uns des autres et ne résultent pas d'une relation linéaire. Ceci implique, malgré un lissage des coefficients, une variabilité importante par comparaison avec les autres méthodes d'étalonnage. La variabilité temporelle haute fréquence des coefficients d'étalonnage résulte peut-être d'un bruit

correspondant aux limites de validité des hypothèses de stationnarité de la méthode de Lefèvre *et al.*. Si cette hypothèse représente la seule explication physique des variations temporelles observées, il ne faut cependant pas nécessairement la supprimer car elle peut représenter une réelle variation des propriétés de l'instrument de mesure. La bibliographie sur l'étalonnage des différents capteurs (NOAA AVHRR, SeaWiFS, CZCS, SPOT) n'apporte pas de réponse définitive quant à une telle variabilité (observée par d'autres auteurs tels que Eplee *et al.*, 2000 pour SeaWiFS), excepté pour les phénomènes de dégazage brutaux observés sur CZCS. Toutes ces études rapportent cependant une dérive des coefficients d'étalonnage. Cette dérive est souvent simplifiée sous forme linéaire, parfois exponentielle même si la qualité de l'ajustement est généralement plutôt médiocre : les valeurs sont très dispersées autour d'une droite ou d'une exponentielle. La dégradation des capteurs au cours du temps est donc systématique pour les différents capteurs, elle a lieu à court, moyen, et à long termes. Les variations à court terme seraient de l'ordre de deux semaines d'après Evans et Gordon (1994). Nous avons nous-mêmes trouvé des variations significatives autour de onze jours.

III.6. Conclusion

Nous avons implanté une méthode d'étalonnage opérationnelle. Elle se révèle simple à utiliser et est bien adaptée au traitement d'un grand volume de données. Sa qualité est équivalente à celle des autres méthodes publiées. Elle présente la caractéristique d'offrir un jeu de coefficients d'étalonnage par jour, alors que les autres méthodes offrent des coefficients tous les mois, au mieux. Un effort particulier a été fait pour la dissémination de ces coefficients : comme nous le verrons dans le chapitre V, une base de données a été créée et est accessible.

Chapitre IV

Mise au point d'une nouvelle méthode Heliosat

La méthode Heliosat a été choisie parmi les différentes méthodes existantes au regard des critères de qualité, de robustesse, et d'exploitation. Cependant, elle doit être améliorée afin de correspondre au mieux à l'objectif fixé : répondre aux besoins des utilisateurs en leur offrant une base de données climatiques de rayonnement solaire adaptée. Ainsi a été développée la méthode Heliosat-2, présentant trois innovations par rapport à la méthode Heliosat-1, ceci pour aboutir à une méthode d'une meilleure précision et d'une plus grande robustesse.

IV.1. Introduction

Nous avons vu précédemment que la méthode Heliosat-1 a été retenue dans le cadre de notre étude en vue de cartographier le rayonnement solaire à partir d'images Meteosat et d'en établir une base de données climatiques. Cependant, malgré ses qualités, cette méthode doit être améliorée, d'une part d'un point de vue opérationnel, d'autre part d'un point de vue qualitatif en améliorant la précision des estimations. Dans le chapitre III nous avons déjà travaillé sur le côté opérationnel, puisque grâce à la procédure d'étalonnage, la méthode peut maintenant être appliquée sur une large période sans se soucier des changements de capteurs. Nous traitons dans ce chapitre les autres points de la méthode Heliosat-1 qui peuvent être modifiés pour apporter une amélioration de la qualité des estimations.

IV.2. Modèle de ciel clair

IV.2.1. Influence du choix du modèle ciel clair pour l'estimation du rayonnement solaire

Le modèle utilisé pour obtenir la valeur de l'éclairement solaire par ciel clair est d'une grande importance dans la méthode Heliosat, comme le prouvent les équations. Plus la qualité du modèle de ciel clair est élevée, plus l'estimation de l'irradiation solaire est précise.

Initialement, les modèles de ciel clair utilisés dans la méthode Heliosat étaient le modèle de Bourges (1979) choisi par Cano *et al.* (1986), et celui de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982) utilisé par Moussu *et al.* (1989) (équations II.24 et II.25). Mais l'importance du choix du modèle de ciel clair utilisé nous pousse à étudier différents modèles de façon plus précise. Pour estimer les différences introduites dans l'estimation de l'irradiation solaire, nous avons comparé les cartes d'irradiation obtenues avec la méthode Heliosat à partir de deux modèles distincts. Le premier modèle est celui de Bourges, le second est celui conçu pour la réalisation de la quatrième édition de l'atlas européen de rayonnement solaire (European Solar Radiation Atlas, ESRA, 2000). Ce dernier modèle sera appelé « modèle ESRA » dans la suite. Les cartes obtenues sont reportées sur la figure IV.1.

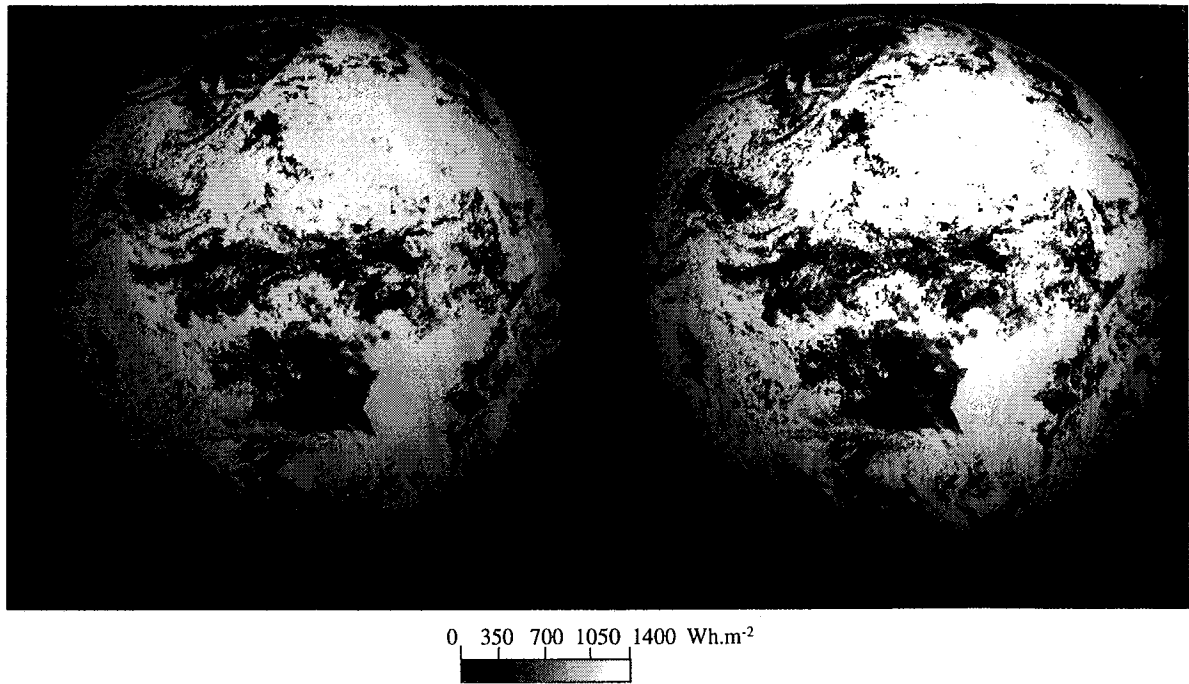


Figure IV.1. Cartes d'irradiation horaire calculées à partir de la méthode Heliosat en utilisant le modèle de Bourges (à gauche) et le modèle ESRA (à droite).

Les deux cartes sont différentes : la carte d'irradiation obtenue en utilisant le modèle ESRA est plus claire (valeurs d'irradiation estimées plus élevées) que celle obtenue avec le modèle de Bourges. Si les grandes valeurs de rayonnement diffèrent selon les modèles, les faibles valeurs d'irradiation restent par contre sensiblement identiques. La différence entre les deux cartes a été calculée pour chaque pixel et est reportée sur la figure IV.2 en valeur relative.

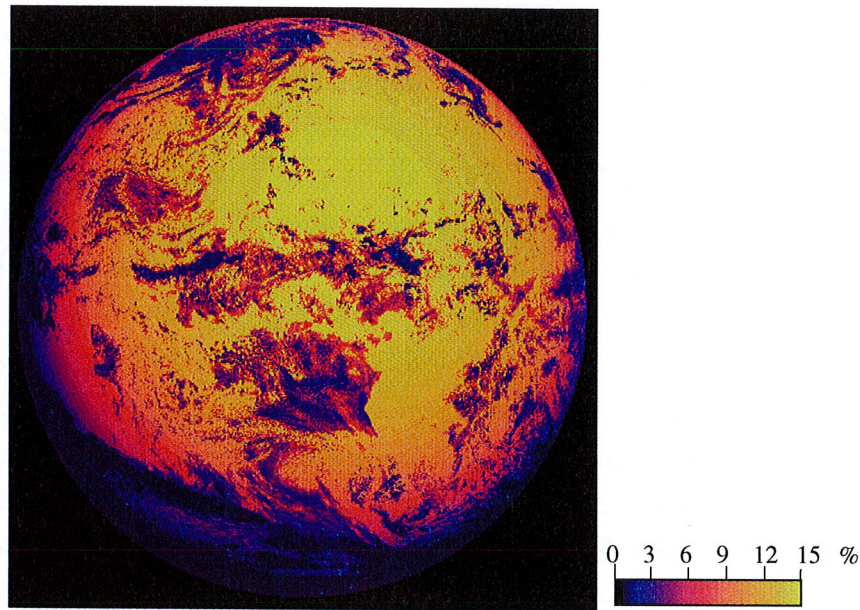


Figure IV.2. Différence relative entre les cartes d'irradiation solaire obtenues en utilisant le modèle de Bourges et le modèle ESR4.

On constate qu'en utilisant deux modèles de ciel clair différents pour calculer l'irradiation horaire avec la méthode Heliosat, on peut noter des différences allant jusqu'à 15 % (jusqu'à 210 Wh.m^{-2}), les plus grandes différences étant notées pour des ciels clairs. Nous pouvons en conclure que le choix du modèle de ciel clair utilisé dans la méthode est d'une grande influence sur la précision de l'estimation de l'irradiation solaire. Par conséquent, nous étudions ici plusieurs modèles, ainsi que leur pertinence pour l'estimation du rayonnement solaire avec la méthode Heliosat.

IV.2.2. Un autre modèle de ciel clair pour la méthode Heliosat ?

L'analyse du transfert radiatif dans l'atmosphère, tel que décrit dans le chapitre II (paragraphe II.1.2) permet de savoir quels sont les principaux paramètres qui influencent le rayonnement par ciel clair.

Les modèles de Bourges (1979) et de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982), utilisés dans la méthode Heliosat-1, et rappelés dans le tableau IV.1, présentent l'avantage d'être simples à mettre en œuvre. En effet, le seul paramètre d'entrée nécessaire pour ces modèles est la hauteur angulaire du soleil. Cependant, on peut s'inquiéter de la précision de ces modèles sachant que le rayonnement par ciel clair dépend également d'autres paramètres. On peut attendre une erreur relative de 10 % à 25 % sur l'estimation du rayonnement par ciel clair à partir de ces modèles, avec un biais parfois élevé (biais de 10 % noté pour le modèle de Perrin de Brichambaut et Vauge sur nos observations).

Parmi les différents modèles de ciel clair développés par la communauté scientifique, les plus simples prennent uniquement en compte la hauteur du soleil, alors que des modèles plus détaillés (modèles « A », « B », « C » de Iqbal, 1983 ; modèle CPCR2 de Gueymard, 1989 ; modèle ASHRAE, 1976, 1978, Galanis et Chatigny, 1986 ; modèle de l'Université McMaster de Davies *et al.*, 1988 ; modèles évalués par Gueymard, 1993 ; modèle utilisé pour l'Atlas Européen du Rayonnement Solaire ESRA, 2000 ; modèle de Dumortier, 1995 ; modèle « Modtran » développé par l'Université d'Oldenburg par Beyer *et al.*, 1997, à partir du code de transfert radiatif Modtran 3.5 décrit par Kneizys *et al.*, 1996 ; modèle utilisé par l'Organisation Météorologique Mondiale, document WMO n°557, 1981 ; modèle de Kasten, 1990, utilisé par Meteonorm, 2000) incluent des paramètres tels que le contenu de l'atmosphère en aérosols, en vapeur d'eau, en ozone, l'altitude, la pression atmosphérique, l'albédo du sol, la turbidité de l'atmosphère, ou la température, pour modéliser de façon plus précise le transfert radiatif de l'atmosphère par ciel clair.

Dans le cadre de la méthode Heliosat, les paramètres d'entrée du modèle doivent être disponibles pour chacun des pixels des images Meteosat utilisées, ceci pour tous les jours et tous les créneaux horaires. On comprend alors que certains modèles cités ci-dessus deviennent difficilement utilisables, et que le gain apporté par la précision du modèle serait perdu dans sa complexité d'utilisation et dans les approximations faites sur certains de ces paramètres. Ces différents modèles sont écartés et ne seront pas pris en compte dans le choix d'une modélisation plus précise du rayonnement solaire par ciel clair pour la méthode Heliosat-2. C'est le cas notamment des modèles faisant intervenir la température ou le contenu de l'atmosphère en vapeur d'eau. En effet, ces paramètres sont rarement disponibles et cela nuirait au côté opérationnel de la méthode s'ils devenaient nécessaires.

Ainsi se justifie le choix de Moussu *et al.* (1989) qui préfèrent l'utilisation du modèle de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982) au « modèle C » décrit par Iqbal (1983) et requérant la connaissance du contenu de l'atmosphère en ozone, vapeur d'eau, et aérosols. Leur choix se justifie d'autant plus qu'après comparaison des deux modèles, ils concluent que les variations de l'irradiation par ciel clair sont bien décrites par la fonction $(\sin \gamma_s)^{0,15}$ des modèles de Bourges et de Perrin de Brichambaut et Vauge.

Cependant la gamme de variations explorée par ces deux modèles est limitée par le manque de paramètres d'entrée. En effet, le rayonnement reçu au sol par ciel clair ne dépend pas uniquement de la hauteur du soleil et nous avons vu dans le chapitre II que les différents constituants de l'atmosphère exercent une forte influence sur le rayonnement solaire lors de sa traversée de l'atmosphère. Cette influence peut être résumée par la diffusion des molécules de gaz et des aérosols, ainsi que par l'absorption de la vapeur d'eau et de l'ozone. Or, le trouble de Linke est un facteur de trouble « total »,

caractéristique des phénomènes d'absorption et de diffusion atmosphériques. Il apparaît donc comme un possible paramètre clé pour la modélisation du rayonnement par ciel clair. L'utilisation de cet unique paramètre pour rendre compte de l'atténuation du rayonnement solaire par l'atmosphère apparaît comme un compromis idéal entre simplicité et précision de la modélisation du rayonnement par ciel clair.

Si les modèles de Bourges et Perrin de Brichambaut et Vauge ont été très utiles pour la mise en place de la méthode Heliosat, un modèle faisant intervenir le trouble de Linke pourrait améliorer ses performances.

Iehlé *et al.* (1997) ont déjà étudié l'utilisation d'autres modèles de ciel clair dans la méthode Heliosat. En particulier ils ont testé les modèles de Kasten (1990), Dumortier (1995), et le modèle ESRA. Ils concluent que l'influence du trouble de Linke dans les différents modèles est importante pour l'évaluation du rayonnement par ciel clair. Parmi les modèles étudiés sur un an pour quatre stations, le modèle ESRA améliore la qualité de la méthode Heliosat en réduisant nettement le biais et l'erreur quadratique moyenne par rapport à l'utilisation du modèle de Perrin de Brichambaut et Vauge. Les modèles de Kasten et de Dumortier sous-estiment l'éclairement solaire et donnent par conséquent des résultats moins précis, en particulier un biais plus grand.

Par ailleurs, dans le cadre du projet « Satel-Light » financé par la Commission Européenne (Fontoynt *et al.*, 1998), dont l'objectif est d'obtenir une base de données de rayonnement et de lumière naturelle au niveau du sol pour l'Europe de l'Ouest et l'Europe centrale, il a également été conclu que l'utilisation du trouble de Linke améliore l'estimation de l'éclairement solaire faite par la méthode Heliosat.

IV.2.3. Choix d'un modèle plus performant

Par conséquent, différents modèles de ciel clair tenant compte du trouble de Linke, T_L , ont été étudiés et comparés avec les modèles de Bourges et Perrin de Brichambaut et Vauge (tableau IV.1).

Modèles	Paramètres d'entrée	Equations
Bourges	γ_s	$G_c = A I_0 \epsilon (\sin \gamma_s)^{1,15}$
Perrin B. et Vauge	γ_s	$A = 0,70$ $A = 0,81$
WMO	γ_s, T_L	$G_c = \epsilon (1297-57 T_L) (\sin \gamma_s)^{(36+T_L)/33}$
Kasten Meteoronorm	γ_s, T_L, z	$G_c = I_0 \epsilon \sin \gamma_s 0,84 \exp\{-0,027 m \exp(-z/H_R) + (T_L-1) \exp(-z/H_D)\}$
Dumortier		$D_c = I_0 \epsilon (f_{1TL} + f_{2TL} \sin \gamma_s + f_{3TL} \sin^2 \gamma_s)$
ESRA	γ_s, T_L, z	$G_c = B_c + D_c$ $D_c = I_0 \epsilon T_{rd}(T_L) F_d(\gamma_s, T_L)$
Modtran		$B_c = I_0 \epsilon \sin \gamma_s \exp\{-0,662 T_L m \delta_R\}$ $D_c = I_0 \epsilon (F_{1TL} + F_{2TL} \sin \gamma_s + F_{3TL} \sin^2 \gamma_s)$

Tableau IV.1. Modèles de ciel clair. G_c : éclairement solaire global par ciel clair, B_c : composante directe de l'éclairement solaire, D_c : composante diffuse, I_0 : constante solaire ($1367 W.m^2$), ϵ : correction de la distance Terre - Soleil, γ_s : hauteur angulaire du soleil, $H_R = 8000m$, $H_D = 1250m$, T_{rd} : transmittance diffuse au zénith, F_d : fonction angulaire diffuse, $f_{1TL}, f_{2TL}, f_{3TL}, F_{1TL}, F_{2TL}$ et F_{3TL} sont des fonctions de T_L .

On remarque que les modèles de Dumortier, ESRA, et Modtran offrent une expression explicite pour chacune des composantes directe et diffuse du rayonnement solaire. La modélisation explicite du rayonnement diffus permet une meilleure représentation de l'éclairement par ciel clair. De plus, l'expression du rayonnement direct d'une part, et du rayonnement diffus d'autre part, sont nécessaires dans de nombreuses applications. Plus particulièrement, d'éventuelles modifications de la méthode Heliosat pourraient nécessiter la distinction entre ces deux composantes du rayonnement. Ainsi la séparation du direct et du diffus pour la modélisation du rayonnement par ciel clair apparaît comme un avantage certain.

La comparaison entre les modèles de Bourges, de Perrin de Brichambaut et Vauge, et celui de ESRA est synthétisée sur la figure IV.3 ci-dessous, qui représente l'éclairement solaire calculé pour chacun des modèles en fonction de la hauteur angulaire du soleil.

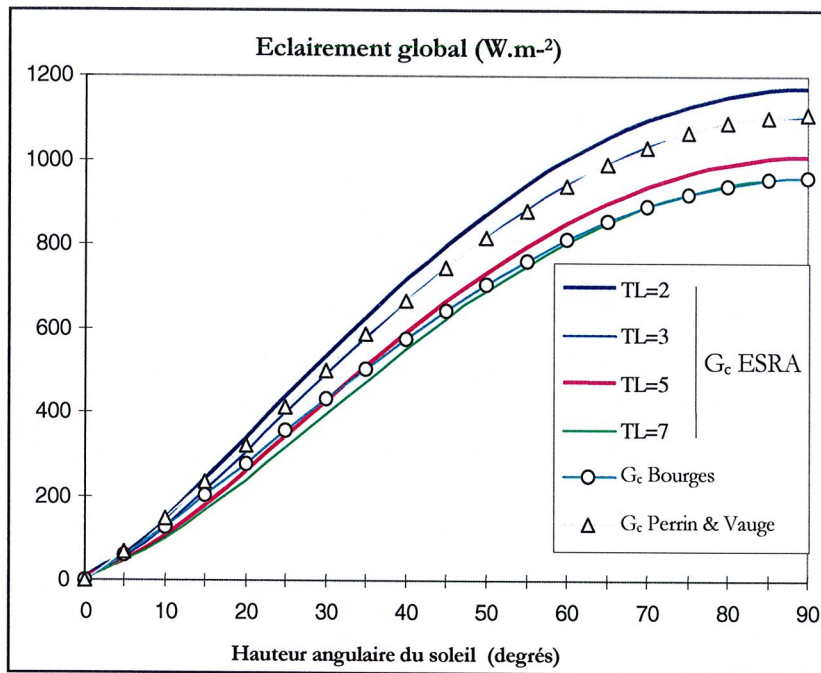


Figure IV.3. Comparaison entre le modèle de Bourges (G_c Bourges), le modèle de Perrin de Brichambaut et Vauge (G_c Perrin & Vauge), et le modèle de ESRA calculé pour différentes valeurs du trouble de Linke ($T_L = 2, 3, 5, 7$)

Cette comparaison marque l'importance du trouble de Linke dans la modélisation du rayonnement global par ciel clair. En effet, au zénith, la différence entre les valeurs de l'éclairement global pour un trouble de Linke de 2 et de 7 atteint 20 % (210 W.m^{-2}). De plus, la confrontation des résultats obtenus avec chacun des trois modèles nous amène à formuler les remarques suivantes.

- Pour de faibles hauteurs du soleil, les trois méthodes donnent des résultats identiques.
- Mais, lorsque l'élévation solaire dépasse 30° , les valeurs données par le modèle de Bourges (1979) sont proches de celles donnée par le modèle ESRA pour un facteur de trouble de Linke compris entre 5 et 7. Cependant, en Europe, le facteur de trouble de Linke moyen est d'environ 3,5. En conclusion, l'éclairement global estimé par le modèle de Bourges sera certainement trop faible au-dessus de l'Europe. Ceci a été vérifié par Iehlé *et al.* (1997), qui ont constaté une sous-estimation du rayonnement en utilisant le modèle de Bourges dans la méthode Heliosat.
- Quant au modèle de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982), il est très proche du modèle de ESRA pour un facteur de trouble de Linke égal à 3, sur toute la gamme des angles solaires. On peut donc en conclure que si le trouble de Linke du site étudié est 3, les deux modèles donneront des résultats similaires. Si cette valeur est convenable pour l'Europe en général, elle devient erronée pour des sites où cette valeur devient différente, par exemple pour des sites de forte turbidité, comme certaines zones industrielles. La valeur de l'éclairement solaire déduite de la méthode Heliosat sera alors surestimée.

De même, nous avons reporté dans la figure IV.4 la comparaison entre le modèle ESRA et le modèle de Kasten (1990) utilisé par Meteonorm (2000). Pour des valeurs de trouble de Linke élevées, les modèles sont quasiment identiques. Par contre, pour des valeurs de trouble de Linke faibles (2 ou 3), l'estimation donnée par Meteonorm est sensiblement inférieure à celle donnée par ESRA (différence de 100 W.m^{-2} pour $T_L = 2$, soit 10 %). Ceci implique donc une sous-estimation du rayonnement pour des sites de faible turbidité. Iehlé *et al.* (1997) viennent là encore conforter ces remarques, car les résultats qu'ils obtiennent en utilisant le modèle de Kasten montrent un biais plus élevé qu'en utilisant le modèle ESRA. Ceci a été confirmé par une communication personnelle de Jan Remund (Meteonorm).

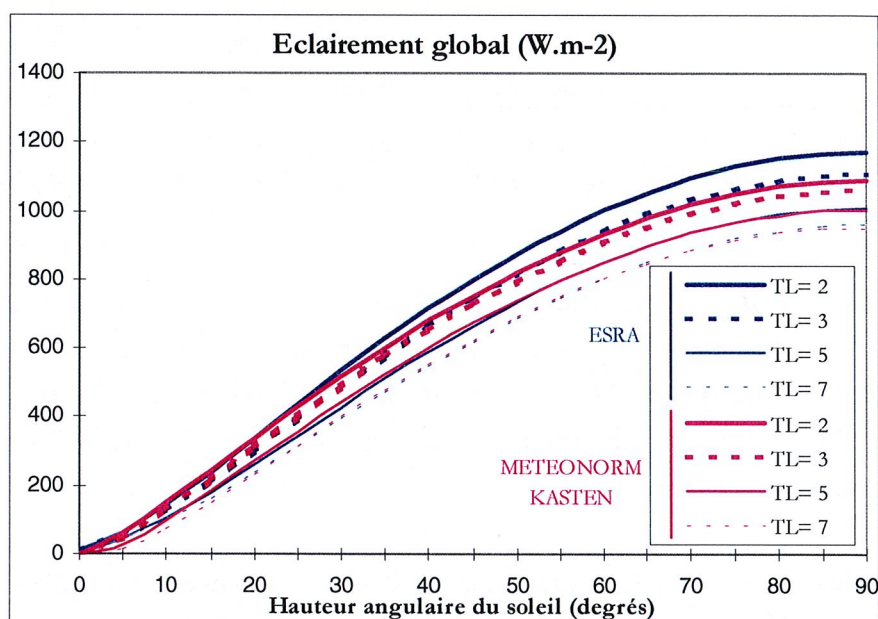


Figure IV.4. Comparaison entre le modèle de Kasten (1990) utilisé par Meteonorm (2000) et le modèle ESRA (2000).

En conclusion, même si le modèle ESRA est plus difficile à utiliser, il semble plus approprié. De plus, la modélisation séparée des composantes directe et diffuse offre un avantage que n'ont pas les autres modèles. Ceci constitue donc un premier encouragement pour remplacer les modèles de ciel clair précédemment utilisés par le modèle ESRA.

Par ailleurs, une autre comparaison a été menée afin de comparer ce modèle ESRA avec

- le modèle Dumortier (1995), qui a été ajusté à l'aide de mesures au sol de la station de Vaulx-en-Velin entre 1992 et 1994,
- le modèle Modtran, qui a été développé par l'Université d'Oldenburg (Beyer *et al.*, 1997) à partir du code de transfert radiatif Modtran 3.5 (Kneizys *et al.*, 1996).

L'expression de la composante directe est la même pour chacun des trois modèles. La comparaison entre les modèles se limite donc à la comparaison de leur composante diffuse.

Nous avons comparé ces trois composantes diffuses (représentées sur la figure IV.5 pour différentes valeurs du trouble de Linke) avec des mesures de sommes horaires du rayonnement de quatorze stations, dont les caractéristiques sont présentées dans le tableau IV.2.

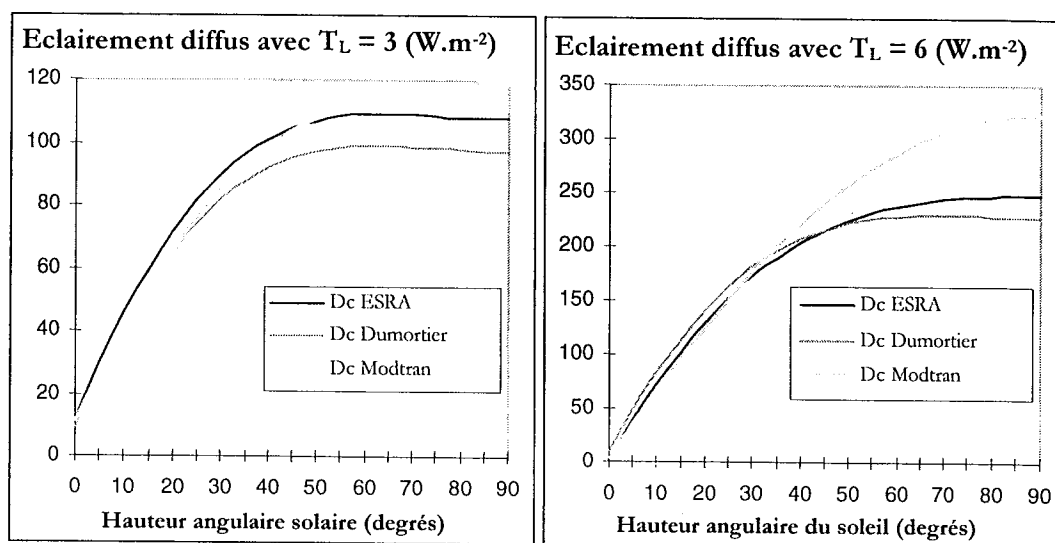


Figure IV.5. Comparaison entre l'estimation de l'éclairement diffus donné par les modèles de Dumortier, ESRA, et Modtran.

Noms des stations (Pays)	Données disponibles	Durée des mesures
Aas (Norvège)	Global - Diffus / Horaire	9 mois (04/95 - 12/95)
Freiburg (Allemagne)	Global - Direct / Horaire	2 années (06/93 - 05/94 et 97 - 98)
Gävle (Suède)	Global - Diffus / Horaire	9 mois (04/95 - 12/95)
Genève (Suisse)	Global - Direct / Horaire	1 année (avril exclus)
Oldenburg (Allemagne)	Global - Direct / Horaire	1 année (10/95 - 10/96)
Sede Boqer (Israël)	Global - Direct / Horaire	1 année (1994)
Vaulx-en-Velin (France)	Global - Diffus / Horaire	1 année (1994)
Braunschweig (Allemagne)	Global - Diffus / Horaire	10 ans (1981-1990)
Dresde (Allemagne)	Global - Diffus / Horaire	10 ans (1981-1990)
Hambourg (Allemagne)	Global - Diffus / Horaire	10 ans (1981-1990)
Trier (Allemagne)	Global - Diffus / Horaire	10 ans (1981-1990)
Würzburg (Allemagne)	Global - Diffus / Horaire	10 ans (1981-1990)
Weihenstephan (Allemagne)	Global - Diffus / Horaire	10 ans (1981-1990)
Uccle (Belgique)	Global - Diffus - Direct / ½ horaire	10 ans (1981-1990)

Tableau IV.2. Description du jeu de données au sol.

Cette étude ainsi que les équations des modèles sont détaillées par Rigollier *et al.* (2000 a), dont l'article est situé en annexe. C'est pourquoi nous présentons ici uniquement les grandes lignes de cette comparaison en invitant le lecteur à se reporter à l'annexe pour de plus amples explications.

Les mesures relevées pour ces quatorze stations ont permis de connaître les valeurs de la composante directe, d'où le facteur de trouble de Linke a pu être extrait suivant la formule suivante, dérivée des équations du tableau IV.1 :

$$T_L = -1 / (0,8662 \delta_R m) \ln [B_c / (I_0 E)] \quad (IV. 1)$$

Connaissant le trouble de Linke et la hauteur du soleil, et sélectionnant les cas correspondant au ciel clair (par seuillage de T_L), le rayonnement diffus a pu être estimé pour chaque modèle. Cette valeur estimée a ensuite été comparée aux mesures *in situ* de cette même composante diffuse.

Pour chaque station, différents facteurs statistiques ont été calculés : écart quadratique moyen et biais, et sont reportés dans le tableau IV.3. Les résultats sont très proches pour les différents modèles. En détaillant, on notera que le modèle ESRA est celui qui donne le plus souvent le meilleur résultat en termes d'erreur quadratique moyenne, le modèle Modtran en termes de biais. On notera également que le modèle ESRA offre les valeurs les plus stables et donne pour chaque station des résultats comparables (c'est-à-dire stables), ce qui traduit une invariabilité du modèle par rapport au climat et au temps. Il peut donc être considéré comme le modèle le plus robuste.

	Moyenne mesurée <i>in situ</i>	ESRA		DUMORTIER		MODTRAN	
		EQM	biais	EQM	biais	EQM	biais
Aas	85	23 (27 %)	1	23 (27 %)	-1	22 (26%)	1
Freiburg 93	135	33 (24 %)	-14	35 (26 %)	-17	28 (21%)	-7
Freiburg 97	99	30 (30 %)	13	29 (29 %)	10	35 (35%)	17
Gävle	111	27 (24 %)	-10	29 (26 %)	-14	26 (24%)	-10
Genève	103	33 (32 %)	14	31 (30 %)	10	40 (39%)	19
Oldenburg	105	26 (25 %)	-5	27 (25 %)	-7	26 (25%)	-4
Sede Boqer	102	26 (26 %)	10	24 (24 %)	5	27 (27%)	15
Vaulx-en-Velin	112	27 (24 %)	6	27 (24 %)	4	33 (30%)	13
Braunschweig	121	23 (19 %)	-10	25 (21 %)	-11	23 (19 %)	-7
Dresde	101	19 (19 %)	1	20 (20 %)	0	22 (22 %)	3
Hambourg	107	20 (19 %)	-5	21 (20 %)	-6	21 (20 %)	-4
Trier	119	23 (19 %)	-7	25 (21 %)	-10	23 (19 %)	-4
Würzburg	120	22 (19 %)	-7	24 (20 %)	-9	23 (19 %)	-4
Weihenstephan	114	24 (21 %)	-2	25 (22 %)	-4	26 (23 %)	2
Uccle	110	20 (18 %)	-2	21 (19 %)	-4	21 (19 %)	0

Tableau IV.3. Résultats (erreur quadratique moyenne : EQM, et biais) de la comparaison entre mesures au sol et estimations du rayonnement diffus horaire par les modèles de Dumortier, ESRA, et Modtran.

IV.2.4. Conclusion

Ces différentes études encouragent donc l'utilisation du modèle ESRA pour le calcul du rayonnement solaire global par ciel clair dans la méthode Heliosat. En effet, la précision et les performances du modèle le situent parmi les meilleurs des modèles étudiés, et la robustesse du modèle est un bon avantage dans les conditions imposées par l'objectif de fournir une climatologie du rayonnement solaire. Ce modèle estime l'irradiation horaire diffuse avec une erreur quadratique moyenne variant de 11 Wh.m⁻² à 35 Wh.m⁻² pour des irradiances jusqu'à 250 Wh.m⁻².

Ainsi, nous introduisons dans la méthode Heliosat un modèle prenant en compte la turbidité de l'atmosphère, l'altitude du site, et la hauteur du soleil, qui sont les principaux paramètres influençant le rayonnement reçu au sol par ciel clair. En particulier, la prise en compte de la turbidité de l'atmosphère explique l'apport du modèle en termes de précision par rapport aux modèles utilisés précédemment dans la méthode Heliosat. D'un point de vue opérationnel, l'introduction de ce modèle complique quelque peu la mise en œuvre de la méthode Heliosat car elle implique la connaissance de ces paramètres en tout point des images traitées.

Il existe plusieurs bases de données donnant l'altitude en chaque point avec une précision suffisante par rapport à celles des images Meteosat (par exemple celle de l'U.S. Geological Survey : <http://edcdaac.usgs.gov/gtopo30/gtopo30.html>).

Par contre, la connaissance du trouble de Linke en chaque point est plus difficile à atteindre. Il existe cependant quelques solutions permettant d'obtenir des valeurs du trouble de Linke, que nous décrivons brièvement ici :

- Au-dessus de l'Europe, il existe une base de données accessible à travers Internet sur le site Helioserve : <http://www-helioserve.cma.fr>, dont nous reparlons dans le chapitre V. Cette base de données offre des valeurs mensuelles du trouble de Linke pour 500 sites, principalement localisés en Europe.
- Nous avons vu dans le paragraphe II.1.2. du chapitre II, deux modèles permettant de déduire la valeur du trouble de Linke à partir du coefficient d'Angström : les modèles de Molineaux *et al.* (1995), et de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982).
- Il existe d'autres modèles globaux permettant d'estimer la valeur du trouble de Linke en tout point du globe, tels que celui de Dogniaux et Lemoine (1983) utilisé par l'Atlas Européen du Rayonnement Solaire (ESRA, 2000). Il donne une expression du trouble de Linke dépendant de la latitude, ϕ , et d'un indice de trouble atmosphérique, ATI , suivant la relation linéaire suivante :

$$T_L = 22,76 + 3,071 \phi - 27,78 ATI \quad (IV. 2)$$

où l'indice ATI est donné par les valeurs suivantes :

ATI	Type d'atmosphère
$< 0,72$	Industrielle
$0,72 - 0,76$	Urbain
$0,76 - 0,79$	Clair
$> 0,79$	Très clair

- Le document n°557 du WMO (1981) présente également un modèle global où le trouble de Linke est donné par l'équation suivante :

$$T_L = (3,3 - \Delta T_z + \Delta T_c + \Delta T_{\text{couleur ciel}} + \Delta T_{\gamma_s}) \Delta_{\text{alb}} \epsilon \quad (IV. 3)$$

où ΔT_z est une correction d'altitude, ΔT_c est une correction due au contenu en vapeur d'eau de l'atmosphère, $\Delta T_{\text{couleur ciel}}$ est une correction liée à la couleur du ciel (bleu profond ou laiteux), ΔT_{γ_s} est une correction de la hauteur du soleil, Δ_{alb} est une correction liée à l'albédo du sol, et ϵ corrige la valeur obtenue de la variation de la distance Terre - Soleil.

- Au-dessus des océans, on peut utiliser une étude faite par Bauer (communication personnelle) Celui-ci déduit le trouble de Linke à partir de la pression de vapeur saturante sur les océans situés dans la zone de coordonnées [12° Nord – 79° Nord] /

[45° Ouest – 90° Est]. Son étude s'appuie sur une relation proposée par Dogniaux (1984, 1985) reliant la pression de vapeur saturante au trouble de Linke. Disposant d'une base de données de la température du point de rosée entre 1850 et 1970 (CD-MARINE produit par le NCDC, faisant partie de la NOAA), il déduit la pression de vapeur saturante par la loi de Clausius-Clapeyron, puis le trouble de Linke mensuel au-dessus des océans.

- Enfin, pour des zones géographiques où on ne dispose pas de telles informations, il est possible d'utiliser les atlas et les données météorologiques des mesures du rayonnement direct pour en déduire des valeurs de trouble de Linke.

IV.3. Relation entre indice de ciel clair et indice d'ennuagement

Pour déduire l'éclairement au sol à partir de l'indice d'ennuagement, n , initialement la méthode Heliosat (Cano et al, 1986 ; Diabaté et al, 1988) reliait de façon linéaire cet indice d'ennuagement au coefficient de transmission globale, K_T , défini par le rapport de l'éclairement global sur l'éclairement extraterrestre, G_0 :

$$K_T = G / G_0 \quad (\text{IV. 4})$$

avec :

$$G_0 = I_0 \varepsilon \sin \gamma_s \quad (\text{IV. 5})$$

Cette relation linéaire devait être déterminée de façon empirique puisqu'elle nécessitait la connaissance des paramètres A et B , tels que :

$$K_T = A n + B \quad (\text{IV. 6})$$

Pour cela, il était nécessaire de disposer d'un jeu de mesures au sol du rayonnement horaire coïncidant avec l'acquisition des images satellitales durant une période de quelques semaines ou quelques mois. Une fois les paramètres déterminés sur cette période, ils étaient utilisés tels que lors du traitement des périodes ultérieures ou antérieures. Diabaté et al (1988) et Diabaté (1989) ont montré la nécessité et la suffisance de trois couples de paramètres A et B pour obtenir des résultats satisfaisants. Le tableau IV.4 donne les valeurs de ces coefficients pour l'Europe, qui selon Diabaté (1989) ne dépendent pas ou très peu de la localisation géographique, ne dépendent pas du mois, mais dépendent de l'heure de la journée.

Créneaux horaires (TU)	9-10	12-13	15-16
A	-0,13	-0,13	-0,13
B	92	102	90

Tableau IV.4. Valeurs des coefficients A et B au-dessus de l'Europe d'après Diabaté, 1989.

Ces coefficients ont été définitivement adoptés dans le système opérationnel Heliosat (Diabaté *et al.*, 1989), qui a été mis en service dans plusieurs pays avec des résultats jugés satisfaisants par les utilisateurs.

Grüter *et al.* (1986) utilisent également une relation linéaire entre l'indice d'ennuagement et le coefficient de transmission globale. De son côté, Michaud-Regas (1986) conclue aussi que la relation entre ces deux paramètres est linéaire. Les études de ces deux auteurs portent sur l'Europe. Raschke *et al.* (1991) utilisent les coefficients du tableau IV.4 pour l'édition de l'Atlas Africain du Rayonnement Solaire. Toutes ces études indépendantes indiquent la linéarité entre l'indice d'ennuagement et le coefficient de transmission globale.

Plus tard, Beyer *et al.* (1996) ont mentionné différents inconvénients de cette relation. Tout d'abord, l'utilisation du rayonnement extraterrestre néglige l'effet de la masse d'air atmosphérique, qui augmente avec l'angle zénithal solaire, et qui entraîne une diminution du rayonnement reçu au sol, et une augmentation du flux d'énergie perçu par le satellite. Pour des conditions de rayonnement extraterrestre similaires, la quantité de rayonnement reçue au sol peut être différente selon la hauteur du soleil ou l'état de l'atmosphère. En outre, nous pouvons nous demander comment se justifie la variation des paramètres A et B au cours de la journée, alors que leur variabilité au cours de l'année ou avec la latitude est négligeable.

Pour remédier à ces inconvénients, Beyer *et al.* proposent d'utiliser un indice de ciel clair, K_c , faisant intervenir le rayonnement par ciel clair, G_c , et non le rayonnement extraterrestre. Ainsi, les variations du rayonnement solaire avec la hauteur du soleil et l'état de l'atmosphère sont prises en compte, et Beyer *et al.* montrent que l'erreur quadratique moyenne diminue. Leurs investigations les amènent à s'affranchir des données au sol en établissant la relation suivante :

$$K_c = 1 - n \quad \text{avec } K_c = G / G_c \quad (\text{IV. 7})$$

En effet, les paramètres de régression A' et B' ($K_c = A' n + B'$) sont statistiquement très proches respectivement de -1 et +1. L'erreur quadratique moyenne ne s'en trouve que légèrement affectée alors que le gain en terme d'opérationnalité est considérable puisque

la méthode Heliosat-1 ainsi obtenue peut s'exécuter de façon plus autonome sans requérir de mesures au sol.

Ainsi, la méthode Heliosat-1 est basée sur l'idée qu'il existe une relation linéaire simple entre l'indice de ciel clair et l'indice d'ennuagement. En effet, la relation (IV. 7) entraîne des résultats acceptables tout en étant d'une grande simplicité. Toutefois, l'étude de cette relation a soulevé différents problèmes ; en particulier se pose la question des conditions aux limites de la relation.

En effet, l'albédo apparent du sol, ρ_g , n'est pas exactement la valeur minimale de la série temporelle du pixel étudié, car les valeurs correspondant aux teintes les plus sombres peuvent coïncider avec l'ombre d'un nuage. Les différentes techniques de calcul de ρ_g (Cano *et al.*, 1986 ; Moussu *et al.*, 1989 ; Beyer *et al.*, 1996 ; Zelenka *et al.*, 1999) en tiennent compte. Ainsi, il est possible que l'albédo du pixel soit inférieur à l'albédo du sol. Dans ce cas, n sera négatif et la relation (IV. 7) donnera une valeur de K_c supérieure à 1. Ceci équivaut à une valeur de rayonnement au sol supérieure au rayonnement par ciel clair, G_c . S'il est possible d'observer des valeurs de K_c supérieure à 1, des observations montrent que la valeur maximale de K_c est 1,2.

De même, l'albédo des nuages les plus brillants, ρ_c , ne correspond pas nécessairement au maximum de la série temporelle. Diabaté *et al.* (1988) fixent cette valeur d'après la valeur modale de l'histogramme, alors que Costanzo (1994) estime cette valeur en appliquant un filtre moyennneur sur l'image des maxima et déduit ρ_c comme étant la valeur maximale des images filtrées. D'autres utilisateurs de la méthode Heliosat-1 (Université d'Oldenburg) ont étudié le choix de ρ_c pour conclure à l'utilisation d'une même valeur de ρ_c pour toutes les images traitées. Cette valeur a été fixée à 0,78. Quelle que soit la méthode choisie pour évaluer ρ_c , il est toujours possible de trouver un albédo supérieur, c'est-à-dire un n supérieur à 1, donc un K_c négatif. Evidemment, d'après la définition de K_c , ceci est strictement impossible. On montre d'ailleurs que K_c n'atteint jamais zéro et que sa valeur minimale est d'environ 0,05. En effet, la valeur minimale du coefficient de transmission globale, K_T , observée sur plusieurs décennies en Europe (atlas européens du rayonnement solaire : Palz, 1984 ; ESRA, 2000) est de 0,04. D'après les définitions de K_c et K_T , nous pouvons déduire la relation suivante entre ces deux coefficients :

$$K_c = K_T (I_0 \varepsilon \sin \gamma_s / G_c) \quad (\text{IV. 8})$$

En donnant à G_c l'expression de Perrin de Brichambaut et Vauge (1982), nous pouvons alors écrire :

$$K_{c \min} = K_{T \min} (I_0 \varepsilon \sin \gamma_s / 0,81 I_0 \varepsilon \sin \gamma_s^{1,15}) = K_{T \min} / 0,81 \quad (\text{IV. 9})$$

La valeur minimale de $K_{c \min}$ est atteinte pour γ_s maximal. Si la valeur minimale de K_T observée est de 0,04, alors nous en déduisons la valeur minimale de $K_c = 0,05$, estimée sans doute à 0,01 près.

Ces quelques remarques montrent donc l'intérêt de poser des conditions aux limites pour la relation $K_c = f(n)$.

Les valeurs de K_c déduites des mesures du rayonnement global au sol ont été comparées aux indices d'ennuage des images Meteosat dans le cadre du projet Satel-Light (Dumortier, 1997 ; Fontoynt *et al.*, 1997). Il apparaît que pour des ciels couverts ($n \geq 0,8$) une relation linéaire n'est plus adaptée et sous-estime K_c . De plus, si l'on considère la condition sur la valeur minimale de K_c (0,05), l'utilisation de la relation linéaire (IV. 7) signifie qu'à toutes les valeurs de n comprises entre 0,95 et 1,4 (valeur maximale estimée) sera affectée la même valeur K_c (0,05). C'est pourquoi une relation quadratique pour $n \geq 0,8$ serait plus appropriée. En outre, elle offrirait l'avantage d'atteindre la valeur K_c minimale selon une pente plus douce en étalant d'avantage les valeurs de K_c pour n appartenant à l'intervalle [0,95 - 1,4]. Pour les ciels clairs, la relation linéaire convient à condition d'accepter que n puisse devenir négatif (c'est-à-dire $K_c \geq 1$) en limitant toutefois K_c à 1,2.

En ajoutant à ces conditions aux limites, des contraintes de continuité de la fonction et de sa dérivée première en $n = 0,8$ et $n = 1,1$, nous proposons de remplacer la relation (IV. 7) par la relation suivante :

$$\begin{aligned} n^t < -0,2 & \quad K_c^t = 1,2 \\ -0,2 < n^t < 0,8 & \quad K_c^t = 1 - n \\ 0,8 < n^t < 1,1 & \quad K_c^t = 2,0667 - 3,6667n^t + 1,6667(n^t)^2 \\ n^t > 1,1 & \quad K_c^t = 0,05 \end{aligned} \quad (\text{IV. 10})$$

Cette fonction est continue, comme illustré figure IV.6. Ses dérivées sont également continues sauf en $n = -0,2$.

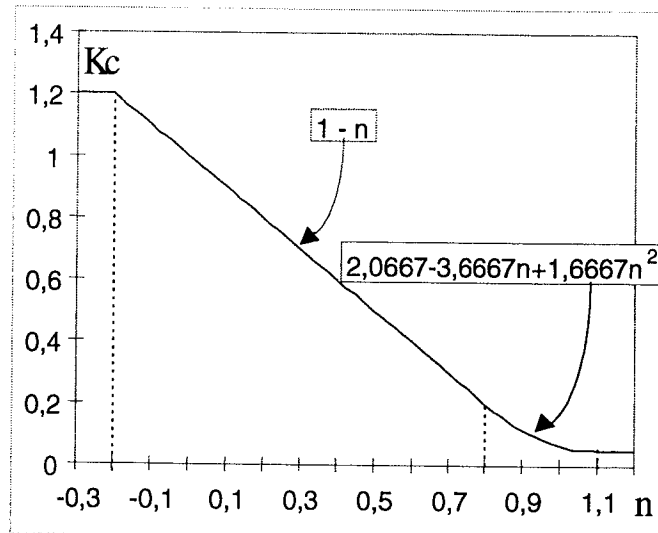


Figure IV.6. $K_c' = f(n')$

Ce modèle est aujourd'hui adopté par l'Université d'Oldenburg dans leur version de la méthode Heliosat. Comparé à la version précédente, il fournit de meilleurs résultats, comme l'a prouvé le programme Satel-Light, sans quantification précise du gain.

Bien que cette nouvelle relation soit largement plus satisfaisante que la relation linéaire de la méthode Heliosat-1, nous attirons ici l'attention du lecteur sur les limites de l'interprétation de n comme caractérisant totalement l'état optique de l'atmosphère. Le principe même de la méthode implique qu'une différence de rayonnement global perçue par la méthode ne peut être due qu'à une variation de l'albédo apparent, elle-même n'étant due qu'à un accroissement de la lumière émise par l'atmosphère vers le capteur. Or ce principe n'est pas toujours vérifié. Par exemple, la différence peut dépendre de plusieurs autres paramètres, tels que l'état de l'atmosphère ou la valeur du rayonnement incident. Elle peut venir également de variations brutales d'albédo du sol, qu'entraînerait une chute de neige ou l'apparition d'une ombre portée d'un nuage sur le pixel considéré.

IV.4. Albédos du sol et des nuages

Les satellites géostationnaires mesurent, dans le canal visible, l'énergie solaire réfléchi par la surface de la Terre, les nuages, et l'atmosphère. Pour estimer l'éclairement solaire au-dessus d'un pixel à partir de ces valeurs de luminance, il est nécessaire, dans la méthode Heliosat, de déterminer les albédos apparents du système Terre - atmosphère et des nuages.

IV.4.1. Estimation de l'albédo du sol

IV.4.1.1. Rappels de transfert radiatif

La luminance d'une surface qui serait observée par un satellite en l'absence d'atmosphère est fonction de la réflectance de la surface, $\rho_{sol\lambda}$, et de l'angle zénithal solaire, θ_z , suivant l'équation suivante :

$$L_{sol} = \int \rho_{sol\lambda} I_{0\lambda} S_{\lambda} d\lambda \epsilon \cos \theta_z / \pi \quad (IV. 11)$$

$I_{0\lambda}$ est l'éclairement solaire spectral extraterrestre, et S_{λ} est la réponse spectrale du capteur visible considéré, dont les valeurs sont données dans l'annexe B pour les différents capteurs Meteosat. On corrige la grandeur obtenue de la variation de la distance Terre - Soleil, ϵ . Si l'on suppose que la réflectance spectrale de la surface, $\rho_{sol\lambda}$, est constante, alors on peut écrire la relation (IV. 12).

$$L_{sol} = \int I_{0\lambda} S_{\lambda} d\lambda \rho_{sol} \epsilon \cos \theta_z / \pi \quad (IV. 12)$$

Soit :

$$L_{sol} = \rho_{sol} I_{0\text{ met}} \epsilon \cos \theta_z / \pi \quad (IV. 13)$$

où $I_{0\text{ met}}$ est l'éclairement équivalent du Soleil dans la bande spectrale considérée, dont les valeurs sont données dans les tableaux III.1 et III.4 pour les différents capteurs Meteosat.

Comme nous l'avons vu au cours du chapitre II, la présence d'atmosphère nous amène à parler d'albédo *apparent*, ρ , dont la valeur est alors donnée par la relation suivante :

$$\rho = \pi L / I_{0\text{ met}} \epsilon \cos \theta_z \quad (IV. 14)$$

où L est la luminance mesurée par le capteur.

Cette quantité peut également être appelée réflectance bidirectionnelle, puisqu'elle tient compte de l'angle d'illumination, θ_z , et de l'angle de visée, θ_v , (implicitement dans L).

Le modèle de « Simulation du Signal Satellitaire dans le Spectre Solaire », 5S (6S depuis la seconde version écrite en 1994) développé par le Laboratoire d'Optique Atmosphérique (LOA) de Lille (Tanré *et al.*, 1986 ; Tanré *et al.*, 1990 ; Vermote *et al.*, 1994) présente des

formules analytiques permettant d'exprimer la luminance d'une surface supposée lambertienne en fonction de son albédo, ρ_{sol} . Voyons comment s'exprime cette luminance au sol, puis au sommet de l'atmosphère.

- En bas de l'atmosphère

L'éclairement reçu par la surface considérée dans des conditions de ciel clair est constitué de l'addition des éclairagements suivants, classés par ordre décroissant d'intensité :

- l'éclairement direct, c'est-à-dire l'éclairement solaire au sommet de l'atmosphère, G_0 , atténué lors de sa traversée d'atmosphère, et caractérisé par la transmittance directe $\exp(-\delta / \cos \theta_z)$, où δ est l'épaisseur optique de l'atmosphère,
- l'éclairement diffusé par l'atmosphère, caractérisé par la transmittance diffuse, $t_d(\theta_z)$,
- l'éclairement rétrodiffusé par le sol puis l'atmosphère vers la surface, dû aux réflexions et diffusions multiples entre le sol et l'atmosphère. Si l'on définit S comme l'albédo sphérique de l'atmosphère, la transmittance de ce terme vaut :

$$[\exp(-\delta / \cos \theta_z) + t_d(\theta_z)] [\rho_{sol} S + \rho_{sol}^2 S^2 + \dots] \quad (IV. 15)$$

L'éclairement total reçu par la surface est donc donné par l'expression suivante :

$$\begin{aligned} G_{sol} &= G_0 [\exp(-\delta / \sin \gamma_s) + t_d(\theta_z)] (1 + \rho_{sol} S + \rho_{sol}^2 S^2 + \dots) \\ G_{sol} &\approx G_0 [\exp(-\delta / \sin \gamma_s) + t_d(\theta_z)] / (1 - \rho_{sol} S) \\ G_{sol} &= G_0 T(\theta_z) / (1 - \rho_{sol} S) \end{aligned} \quad (IV. 16)$$

où $G_0 = I_0 \varepsilon \cos \theta_{\odot}$ est l'éclairement extraterrestre, et $T(\theta_z)$ est la transmittance globale de l'atmosphère, donnée par la somme des transmittances directe et diffuse.

A partir de l'éclairement reçu par la surface, nous pouvons déduire la luminance émise par cette surface au bas de l'atmosphère :

$$L_{sol} = \rho_{sol} G_{sol} / \pi \quad (IV. 17)$$

- Au sommet de l'atmosphère

La luminance de la surface au sommet de l'atmosphère, en l'absence d'absorption par les gaz mélangés et l'ozone, résulte de plusieurs composantes :

- la luminance émise par la surface, L_{sol} , atténuée lors de sa traversée de l'atmosphère,
- la même luminance diffusée par l'atmosphère,
- la luminance intrinsèque de l'atmosphère, qui peut être caractérisée par son albédo, ρ_{atm} . Cet albédo n'est pas lambertien, mais il dépend des angles d'illumination et de

visée : θ_z , θ_v , et ψ , qui sont respectivement les angles zénithaux du soleil et du satellite, et l'angle entre les directions d'illumination et de visée : $\rho_{atm} = \rho_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi)$.

La luminance reçue par un capteur au sommet de l'atmosphère, L_{sat} , sera donc donnée par l'expression suivante :

$$L_{sat} = G_0 [\rho_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi) + \rho_{sol} T(\theta_z) T(\theta_v) / (1 - \rho_{sol} S)] / \pi \quad (IV. 18)$$

où $T(\theta_z)$ et $T(\theta_v)$ sont respectivement les transmittances globales de l'atmosphère selon l'angle d'illumination, θ_z , et selon l'angle de visée, θ_v . Selon le principe de réciprocité de Helmholtz, l'expression de ces transmittances est la même.

On obtient ainsi l'expression de l'albédo apparent au sommet de l'atmosphère, ρ_{sat} :

$$\rho_{sat} = \rho_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi) + \rho_{sol} T(\theta_z) T(\theta_v) / (1 - \rho_{sol} S) \quad (IV. 19)$$

La contribution de l'environnement (réflexions et diffusions multiples entre le sol et l'atmosphère) représentée par $\rho_{sol} S$ est très petite, et nous la négligerons devant 1 dans la suite, de sorte que :

$$\rho_{sat} = \rho_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi) + \rho_{sol} T(\theta_z) T(\theta_v) \quad (IV. 20)$$

Ainsi, au sommet de l'atmosphère, l'albédo apparent au niveau du satellite est égal à l'albédo du sol corrigé d'une transmittance par ciel clair, auquel on ajoute la contribution de l'atmosphère. L'influence des gaz se traduit par une atténuation de cet albédo. Nous supposons dans notre étude que l'albédo du sol, ρ_{sol} , ne dépend pas des angles d'observation, ni d'illumination, c'est-à-dire que la surface observée est lambertienne. De nombreux travaux ont montré que l'albédo des sols n'était pas lambertien. Il existe quelques modèles applicables à certains corps pour en tenir compte, dont certains (modèles de Walthall *et al.*, 1985 ; de Verstaete *et al.*, 1990 ; de Roujean *et al.*, 1992) sont décrits par Vermote *et al.* (1994). La prise en compte de la directionnalité est difficilement applicable à notre cas par manque d'informations. En effet, d'une part, on rappelle qu'un pixel est toujours vu sous le même angle par Meteosat, et d'autre part l'utilisation des outils existant impliquerait une classification de tous les pixels Meteosat selon l'occupation du sol.

IV.4.1.2. Simulations avec le code de transfert radiatif Modtran

Le code de transfert radiatif Modtran (Kneizys *et al.*, 1996) permet de simuler la luminance mesurée par le satellite Meteosat, pour différentes conditions d'illumination et différents états de l'atmosphère. Grâce à ce code de transfert radiatif, nous allons étudier l'influence de la géométrie du système Soleil - satellite sur l'albédo planétaire apparent observé par ciel clair. Nous disposons d'un jeu de données de simulation pour neuf sites dont les coordonnées géographiques sont les suivantes : 0°, 10°, et 20° Est, pour 40°, 50°, et 60° Nord, et ce pour des surfaces de différentes valeurs d'albédo : 0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3.

Les autres paramètres d'entrée sont les suivants :

- Atmosphère standard US 1976, pour trois valeurs de visibilité : 5 km, 23 km, et 50 km
- Jour julien 132 (11 mai 1976)
- Heures d'acquisition : 12:00 TU, 13:00 TU, ..., 19:00 TU
- Mode de diffusions atmosphériques multiples
- Aérosols de type maritime
- Nombre d'onde compris entre 9091 ($\lambda = 1,1 \mu\text{m}$) et 25000 ($\lambda = 0,4 \mu\text{m}$) par pas de 20, correspondant à la fenêtre du canal visible de Meteosat.

De plus, la réflexion du sol est considérée comme isotrope (surface lambertienne).

Les résultats de ces simulations sont reportés ci-dessous.

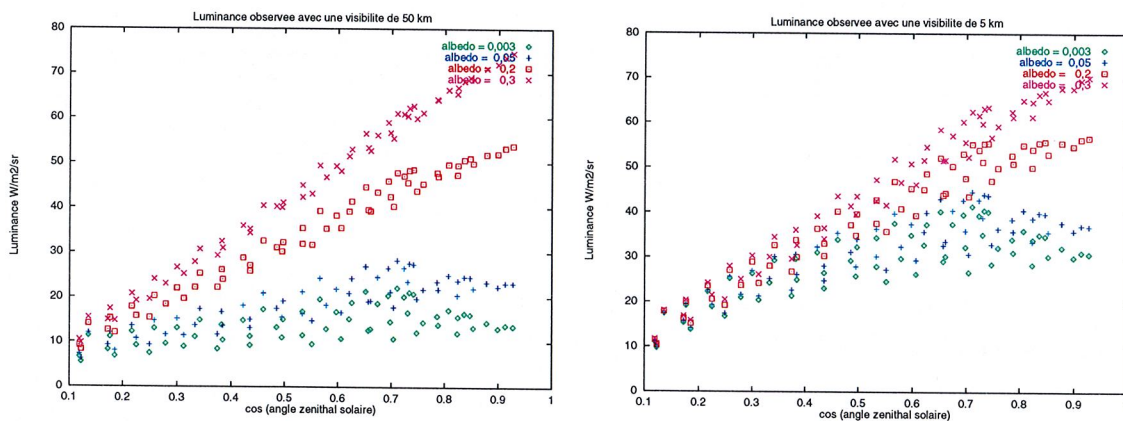


Figure IV.7. Simulation à partir du code de transfert radiatif Modtran : luminance en fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire, pour différentes valeurs d'albédo au sol (0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3) et pour deux visibilités différentes : 50 km et 5 km.

La figure IV.7 montre que la luminance mesurée par le satellite est, en première approximation, proportionnelle au cosinus de l'angle zénithal solaire, donc à l'éclairement extraterrestre, conformément à l'équation (IV. 18). Cependant, d'après cette figure, lorsque la visibilité diminue, c'est-à-dire lorsque la turbidité de l'atmosphère augmente, la relation s'éloigne d'une droite, particulièrement pour de faibles valeurs d'albédos.

Nous pouvons également déduire de la figure IV.7 que le rapport de proportionnalité dépend de l'albédo de la surface, et également de la visibilité, donc de la turbidité de l'atmosphère. L'ordonnée à l'origine (c'est-à-dire soleil sous l'horizon) provient de la rétrodiffusion atmosphérique. Ainsi, les simulations de Modtran concordent avec l'expression (IV. 18) obtenue par 6S.

Nous avons alors représenté sur les diagrammes de la figure IV.8 l'évolution de l'albédo apparent pour différentes valeurs d'albédo au sol (0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3) et différentes visibilités (50 km, 23 km, et 5 km). Nous constatons effectivement sur ces figures l'augmentation de l'albédo apparent avec l'angle zénithal. Cette évolution est d'ailleurs fortement marquée dès que l'angle zénithal dépasse 60°. Notons par ailleurs que la visibilité joue également un rôle important puisque la valeur de l'albédo apparent augmente significativement avec la turbidité.

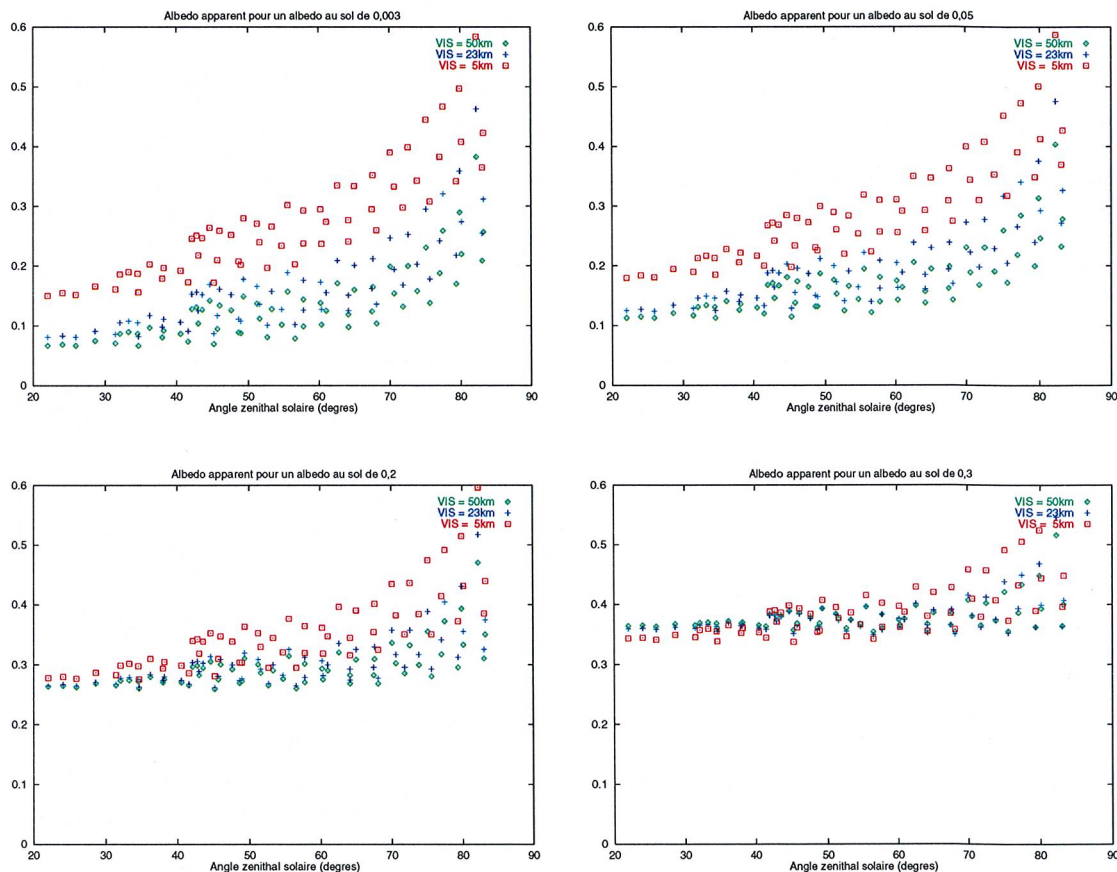


Figure IV.8. Simulation à partir du code de transfert radiatif Modtran : évolution de l'albédo apparent en fonction de l'angle zénithal solaire pour différentes valeurs d'albédo au sol (0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3) et pour trois visibilités différentes : 50 km, 23 km, et 5 km.

Enfin, la figure IV.9 nous permet de déduire une dernière caractéristique de l'influence de la géométrie du système Soleil - satellite sur l'albédo apparent du sol. Nous constatons sur

cette figure que l'angle défini par les directions Soleil - pixel - satellite influence l'albédo apparent, et donc que le système Terre - atmosphère observé n'est pas un réflecteur isotrope. Ceci concorde également avec l'analyse de 6S puisque nous avons vu que la diffusion atmosphérique dépend des angles d'illumination et d'observation.

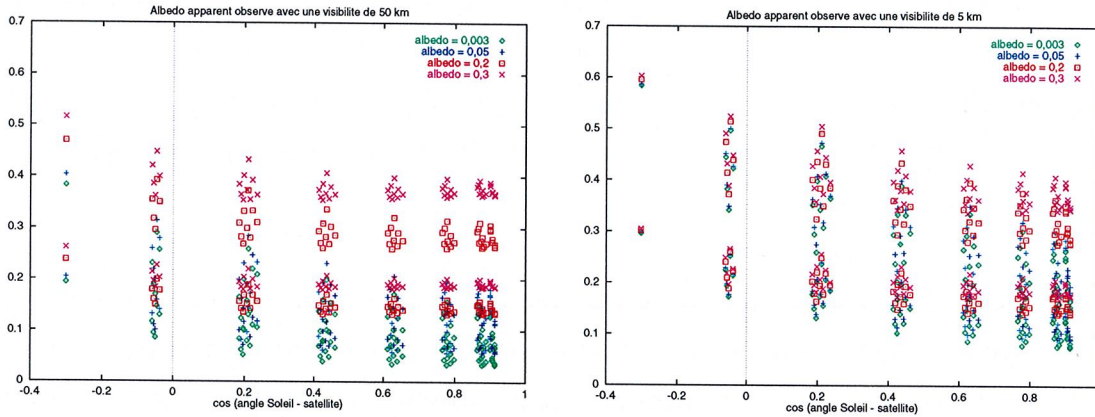


Figure IV.9. Simulation à partir du code de transfert radiatif Modtran : évolution de l'albédo apparent en fonction de l'angle Soleil - pixel - satellite, pour différentes valeurs d'albédo au sol (0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3) et pour deux visibilités différentes : 50 km et 5 km.

IV.4.1.3. Estimation de l'albédo du sol dans les différentes versions de la méthode Heliosat-1

Il n'existait pas de procédure d'étalonnage des données dans la méthode Heliosat-1. Afin d'obtenir une grandeur proportionnelle à un facteur de réflexion bidirectionnelle, le compte numérique de chaque pixel était normalisé préalablement à tout traitement. Les différentes versions de la méthode Heliosat-1 proposaient chacune leur propre procédure de normalisation.

Cano *et al.* (1986) et Diabaté *et al.* (1988) normalisaient les comptes numériques par l'éclairement reçu par ciel clair, en utilisant le modèle de Bourges (1979).

Selon Moussu *et al.* (1989), cette normalisation se faisait suivant la relation (IV. 21) :

$$r = (CN - CN_0) / [I_0 \epsilon (\sin \gamma_s)^{1,15} (\sin \gamma_v)^{1,15}] \quad (IV. 21)$$

où :

- r est proportionnel à un facteur de réflexion bidirectionnel, le rapport de proportionnalité étant donné par le coefficient d'étalonnage, inconnu ici,
- CN est le compte numérique de l'image brute,
- CN_0 est le compte numérique de l'espace, correspondant au zéro du capteur,
- I_0 est la constante solaire,

- ε est la correction de la distance Terre - Soleil,
- γ_s est la hauteur angulaire du soleil,
- γ_v est la hauteur angulaire du satellite.

Cette normalisation vise à corriger le compte numérique de plusieurs effets. Tout d'abord, la quantité mesurée est ramenée sur un plan horizontal ($\sin \gamma_s$). Puis l'atténuation due à l'atmosphère est corrigée par $(\sin \gamma_s)^{0,15}$ sur le trajet Soleil - pixel, et par $(\sin \gamma_v)^{0,15}$ sur le trajet pixel - Satellite. Enfin, le comportement non lambertien des surfaces observées est pris en compte par $\sin \gamma_v$.

D'après Bauer (1996) qui se base sur le fait que l'anisotropie des nuages ne dépasse pas 10 %, la correction en $\sin \gamma_v$ apportée par Moussu *et al.* est exagérée. En effet, les nuages de la zone de convergence intertropicale apparaissent avec cette correction moins réfléchissants que les nuages les plus éloignés du nadir.

Beyer *et al.* (1996) reprennent la procédure de normalisation de Cano *et al.* (1986) et de Diabaté *et al.* (1988) en ajoutant une modification du zéro du capteur. Selon eux, la contribution de l'atmosphère doit être soustraite de la même façon que le compte numérique de l'espace, pour n'observer après la normalisation que les contributions de la Terre et des nuages. Ils proposent alors l'approche suivante :

$$r = (CN - CN'_0) / (0,7 I_0 \varepsilon (\sin \gamma_s)^{1,15}) \quad (IV. 22)$$

où CN'_0 est la somme du compte numérique de l'espace et de la contribution de l'atmosphère modélisée, telle que :

$$CN'_0 = CN_0 + 4,5 [1 + \cos^2 \psi] (\sin \gamma_s)^{0,15} / (\sin \gamma_v)^{0,8} \quad (IV. 23)$$

Les coefficients numériques de cette expression ont été définis en utilisant des données couvrant l'Europe de l'Ouest en août 1993.

Le côté empirique de cette approche, notamment pour déterminer les coefficients, a poussé l'équipe scientifique du projet « Satel-Light » (Hammer *et al.*, 1997 a, b) à développer une approche similaire, en utilisant cette fois des données au-dessus de l'Océan Atlantique. En effet, ils montrent que la formule de Beyer *et al.* (1996) ne convient pas aux données océaniques, et établissent alors une autre formulation pour la contribution de l'atmosphère. Cette formulation associe également trois fonctions de chacun des angles : angles zénithaux d'illumination et d'observation, et angle Soleil -

de l'équation (IV. 23), indiquant que le caractère empirique de cette relation ne la rend pas applicable à l'ensemble du champ de vue Meteosat.

Lorsque la procédure de normalisation a été appliquée, la méthode Heliosat-1 permet alors la détermination de l'albédo du sol : là encore différentes approches existent. La plus simple consiste à extraire la valeur minimale observée pour une série temporelle pour chaque pixel (Beyer *et al.*, 1996). Dans la seconde approche (Cano *et al.*, 1986), on détermine la valeur d'albédo qui minimise la variance entre les luminances mesurées et celles résultant d'une modélisation par ciel clair, ceci pour une série temporelle donnée. On élimine ainsi les cas nuageux pas à pas.

Afin de prendre en compte les changements de végétation, la série temporelle correspond généralement à un mois dans les deux approches. A chaque pixel sont donc associées douze valeurs d'albédo du sol, correspondant aux douze mois de l'année.

IV.4.1.4. Une première approche pour corriger l'effet de masse d'air atmosphérique et l'anisotropie des surfaces observées

- Correction de l'effet de masse d'air atmosphérique

Que ce soit en étudiant la relation analytique de l'albédo apparent à l'aide des travaux de Tanré *et al.* (1986, 1990) et Vermote *et al.* (1994), ou en simulant ces valeurs d'albédo avec le code de transfert radiatif Modtran, nous avons pu remarquer l'influence de l'angle zénithal solaire sur l'albédo apparent.

Physiquement, cette dépendance en fonction de l'angle zénithal peut s'expliquer par la diffusion atmosphérique, expliquant le nom d'*effet de masse d'air*, que donnent la plupart des auteurs à ce phénomène. Nous avons vu dans le paragraphe IV.4.1.1 que la luminance mesurée par le capteur est constituée de la luminance réfléchi par le sol puis transmise par l'atmosphère, ainsi que de la luminance intrinsèque de l'atmosphère. Or l'albédo de l'atmosphère dépend fortement de la hauteur du soleil. En effet, lorsque le soleil descend sur l'horizon, le trajet optique parcouru par le rayonnement solaire est plus long, et cela entraîne une augmentation des phénomènes de diffusions atmosphériques, représentés par les lois de Rayleigh et de Mie, discutées dans le chapitre II. L'importance relative du rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct par ciel clair est donc amplifiée lorsque le soleil est bas, entraînant une augmentation du rayonnement rétrodiffusé vers le sommet de l'atmosphère, et donc vers le capteur. Ceci induit une augmentation de la luminance de l'atmosphère et donc de l'albédo observé au sommet de l'atmosphère avec l'angle zénithal solaire.

L'atténuation observée par la simulation Modtran en fonction de la turbidité de l'atmosphère s'explique de la même manière. En effet, la turbidité est caractérisée par le contenu en aérosols et en vapeur d'eau qui sont des facteurs diffusants importants. Plus leur concentration est forte, plus l'importance relative du rayonnement diffus sera amplifiée, et plus la luminance intrinsèque de l'atmosphère sera élevée.

Cet effet de masse d'air est-il pris en compte dans la méthode Heliosat-1 ? Pour cela, il faudrait que la procédure de normalisation des différentes versions supprime la variation de l'albédo apparent en fonction de l'angle zénithal. En effet, dans la méthode Heliosat-1, l'albédo du sol est ensuite calculé pour un pixel et un mois donnés, et non pour chaque slot ; or l'angle zénithal solaire varie avec l'heure d'acquisition. Si l'albédo du sol n'est pas calculé pour chaque slot, il est donc nécessaire que la procédure de normalisation corrige l'effet de masse d'air en supprimant la dépendance de l'albédo apparent avec l'angle zénithal solaire.

Pour observer l'évolution de l'albédo apparent normalisé en fonction de l'angle zénithal solaire, nous avons appliqué les différentes procédures de normalisation à plusieurs pixels des données Meteosat B2 de 1985 à 1990 dont les coordonnées sont décrites dans le tableau IV.5 de la page 119. Ces pixels, localisés sous différents climats et différentes latitudes, représentent différents types de sol et surfaces océaniques. Le cas du pixel B2 de coordonnées (43 ; 238), situé au-dessus de Weißenstephan (Allemagne), est représenté sur la figure IV.10. Les observations de ce pixel sont représentatives des observations sur les autres pixels du champ de vue Meteosat. La limite inférieure du nuage de points correspond à l'albédo apparent du sol.

Nous constatons l'incapacité des trois premières procédures de normalisation, Cano *et al.* (1986), Moussu *et al.* (1989), Bauer (1996), à corriger l'effet de masse d'air. En effet, les différentes corrections apportées ne suffisent pas à rendre la limite inférieure du nuage de points indépendante de l'angle zénithal solaire. Quant aux normalisations de Beyer *et al.* (1996) et de Hammer *et al.* (1997 a, b), elles semblent corriger cet effet, mais de façon exagérée, puisque la tendance s'inverse : l'albédo apparent du sol diminue lorsque le soleil descend sur l'horizon. Cette tendance varie d'un pixel à l'autre, rappelant le côté limité des approches, qui ont été ajustées sur des zones bien définies du champ de vue Meteosat. Ainsi la méthode Heliosat-1 estime un albédo du sol qui ne tient pas compte de la variation avec l'angle zénithal solaire.

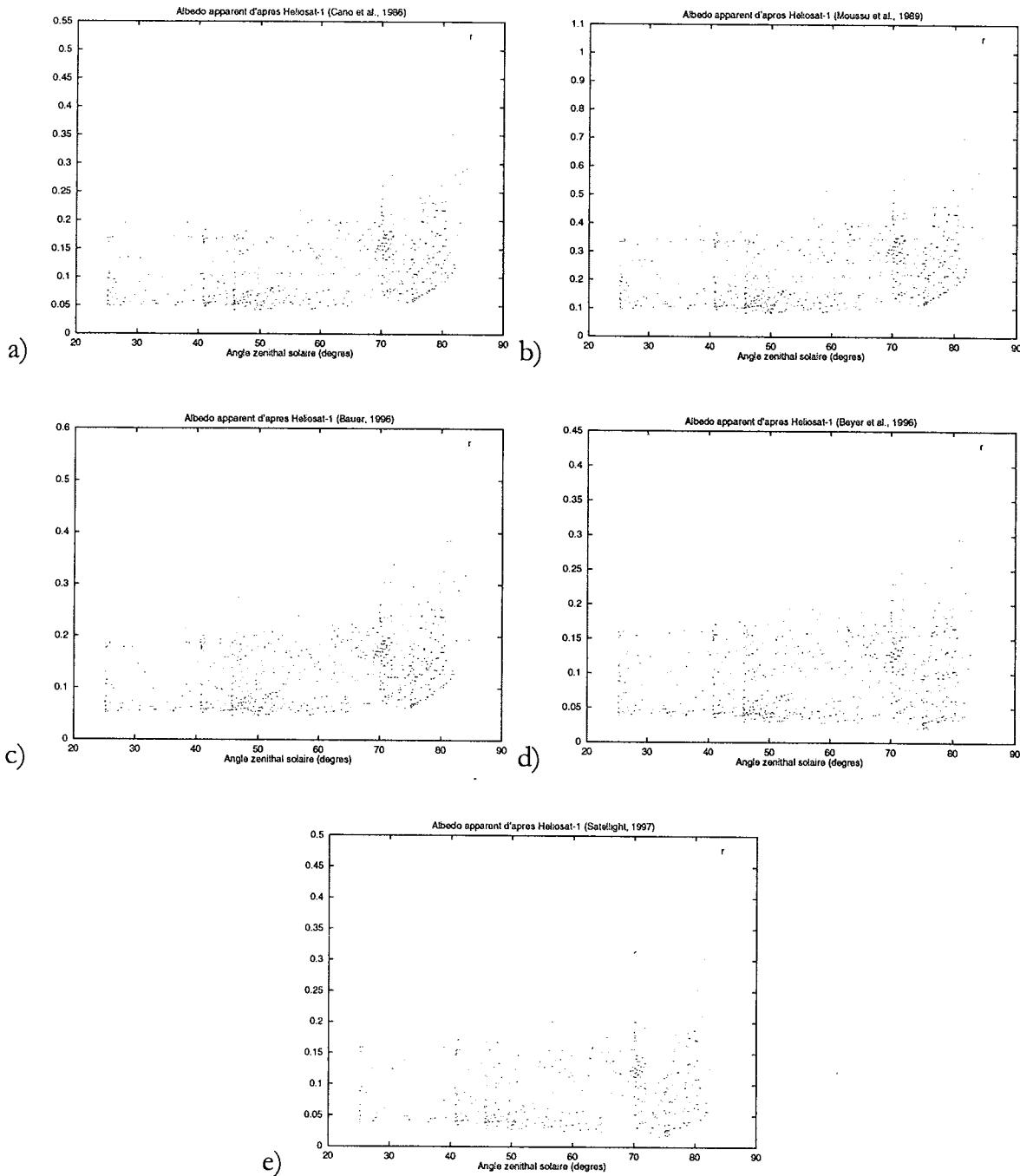


Figure IV.10. Albédo apparent issu de l'application des différentes procédures de normalisation de la méthode Heliosat-1, pour le pixel de coordonnées B2 (43 ; 238), au-dessus de Weihenstephan. a) Cano et al., 1986 et Diabaté et al., 1988, b) Moussu et al., 1989, c) Bauer, 1996, d) Beyer et al., 1996, e) Hammer et al., 1997 a, b.

Indépendamment de la méthode Heliosat, cette variation de l'albédo avec l'angle zénithal solaire est déjà observée depuis de nombreuses années, notamment en océanographie. En effet, les travaux de Laevastu (1960), (d'après Ivanoff, 1975), de Deacon (1969) (d'après ESRA, 2000), et de Jerlov (1976), que nous présentons sur la figure IV.11, font référence à l'augmentation de l'albédo de la mer lorsque le soleil descend sur l'horizon. L'ouvrage de Jerlov rapporte en outre que l'albédo apparent de la mer dépend en premier lieu de l'angle

zénithal, mais qu'il dépend aussi fortement de la vitesse du vent et de la turbidité de l'atmosphère.

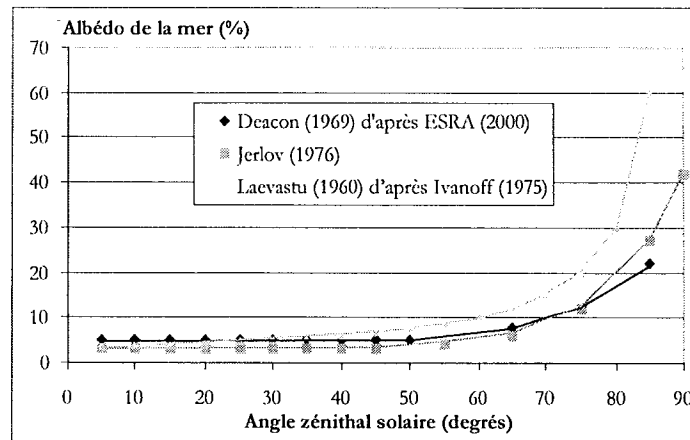


Figure IV.11. Variation de l'albédo de la mer en fonction de l'angle zénithal solaire selon différents auteurs.

Par ailleurs, Lacis et Hansen (1974) proposaient une modélisation de l'albédo apparent au sommet de l'atmosphère par une fonction dont le comportement rappelle le phénomène observé :

$$\rho = 0,28 / (1 + 6,43 \cos \theta_z) \quad (\text{IV. 24})$$

De nombreux autres auteurs étudient aujourd'hui ce phénomène en tentant de le modéliser numériquement. Cependant, Capderou et Kandel (1995) qui comparent six modèles différents concluent qu'il existe une dispersion importante entre les modèles, spécifiquement lorsque l'angle zénithal solaire dépasse 55°. Ce qui est fort regrettable car le phénomène de masse d'air se manifeste fortement lorsque le soleil descend sur l'horizon. Une autre comparaison, faite par Potter *et al.* (1988), conclue également sur la divergence des différents modèles existants. Ces fonctions numériques ne pourraient donc pas être appliquées à l'ensemble de l'archive Meteosat pour en déduire une climatologie du rayonnement solaire, puisque d'une part elles dépendent des données qui ont servi à les déterminer, et d'autre part elles ne correspondent généralement qu'à des zones géographiques bien définies telles que des déserts.

Une autre approche adoptée par Zelenka *et al.* (1999) et par Ineichen et Perez (2000) consiste à modéliser le comportement de l'albédo apparent du sol en fonction de la hauteur du soleil en utilisant une expression analytique déduite des observations. Ces approches sont intéressantes, puisqu'elles proposent de modéliser ce comportement par une fonction correctrice tenant compte de la masse d'air. Cependant, leurs formules ne sont pas entièrement satisfaisantes : elles ont été ajustées à partir de données très locales et ne semblent pas s'accommoder d'un changement géographique. D'ailleurs Ineichen et

Perez (2000) qui étudient les pixels situés au-dessus de Genève et d'Albany (état de New York, Etats-Unis) trouvent des fonctions de correction différentes pour chacun des sites. Quant à la fonction trouvée par Zelenka et al (1999), qui étudient le pixel d'Albany, elle ne correspond nullement à celle trouvée par Ineichen et Perez (2000) pour le même site. Nous avons cependant tenté d'appliquer cette fonction $g_z(\theta_z)$, donnée par l'équation (IV. 25), à différents pixels Meteosat sur plusieurs années, pour constater que la fonction modélise bien le comportement de l'albédo apparent du sol de certains sites, mais ne correspond pas du tout à la tendance observée sur d'autres sites. Enfin, ni Zelenka et al (1999) ni Ineichen et Perez (2000) ne tiennent compte de la turbidité de l'atmosphère dans leurs fonctions de correction, alors que nous avons observé l'importance de ce paramètre avec les simulations Modtran.

$$g_z(\theta_z) = 0,85 + 0,15 [\cos\theta_z + \sin\theta_z \exp\{0,04 (1 - m)\}] / [\cos\theta_z (\cos\theta_z + \sin\theta_z)] \quad (\text{IV. 25})$$

En nous inspirant de la démarche de Zelenka et al (1999), nous proposons donc une nouvelle approche consistant à modéliser le comportement de l'albédo du sol en fonction de l'angle zénithal solaire, avec une fonction prenant également en compte la turbidité de l'atmosphère.

Nous aurions pu faire des ajustements en utilisant des fonctions numériques complexes des angles et de la turbidité, en nous basant par exemple sur les résultats des simulations de Modtran, mais cette approche ne nous a pas paru satisfaisante. Nous avons préféré introduire une fonction de correction analytique ayant une base plus physique, même si elle garde un caractère empirique. Nous avons ainsi cherché une fonction de l'éclairement par ciel clair, qui, si l'on utilise le modèle ESRA décrit dans le paragraphe IV.2.3, dépendra de la masse d'air atmosphérique, donc de l'angle zénithal solaire, mais aussi de la turbidité de l'atmosphère.

Pour décrire l'albédo apparent du sol, $\rho_g(\theta_z)$, nous partons donc de l'hypothèse qu'il existe une fonction de l'angle zénithal solaire et de la turbidité, $g'(\theta_z, T_L)$, qui module la valeur observée au zénith, $\rho_g(0)$, telle que :

$$\rho_g(\theta_z) = \rho_g(0) g'(\theta_z, T_L) \quad (\text{IV. 26})$$

Avec la condition suivante sur la fonction de modulation au zénith :

$$g'(\theta_z = 0, T_L) = 1 \quad (\text{IV. 27})$$

Partant des considérations physiques ci-dessus exposant que l'effet de masse d'air est dû à l'accroissement relatif du rayonnement diffus par rapport au rayonnement direct, nous proposons la fonction de modulation $g'(\theta_z, T_L)$ suivante :

$$g'(\theta_z, T_L) = 1 + [D_c(\theta_z, T_L) / B_c(\theta_z, T_L)] - [D_c(0, T_L) / B_c(0, T_L)] \quad (\text{IV. 28})$$

où $D_c(\theta_z, T_L)$ et $B_c(\theta_z, T_L)$ représentent les éclairements direct et diffus par ciel clair, fonctions de la hauteur du soleil et de la turbidité de l'atmosphère, modélisés par le modèle ESRA étudié dans le paragraphe IV.2.

L'avantage d'une telle formulation réside dans le fait que l'on utilise des fonctions déjà définies : les éclairements direct et diffus par ciel clair, dont la modélisation peut être modifiée ultérieurement sans qu'il soit nécessaire de changer le principe de la méthode.

Pour étudier l'adéquation de cette modulation avec les données, nous l'avons appliquée aux vingt-deux pixels du tableau IV.5 répartis sur l'ensemble du champ de vue Meteosat. Cette étude a été faite sur les archives B2, de 1985 à 1990.

Il existe une base de données, accessible gratuitement par l'intermédiaire d'Internet (cf. chapitre V), offrant des valeurs mensuelles du trouble de Linke pour 595 sites d'Europe et d'Afrique (Angles *et al.*, 1998, 1999). Pour chacun de ces sites, nous avons cherché les coordonnées du pixel correspondant dans l'image Meteosat haute résolution. Puis nous avons cherché parmi ces pixels lesquels étaient situés dans l'image B2. Nous avons alors retenu les onze sites correspondants. Ceci explique le choix des onze premiers pixels du tableau IV.5.

Tout en veillant à leur répartition dans l'image Meteosat, les onze autres pixels ont été choisis car ils correspondent à des surfaces dont l'albédo est *a priori* connu (océan et désert).

Latitude (degrés déc.)	Longitude (degrés déc.)	Ligne dans l'image B2	Colonne dans l'image B2	Emplacement géographique
47,00	7,93	46	229	Napf (Suisse)
48,40	11,70	43	238	Weihenstephan (Allemagne)
49,22	7,12	41	226	Saarbrücken (Allemagne)
49,65	-1,47	40	204	Cherbourg (France)
50,28	10,98	39	235	Coburg (Allemagne)
51,60	-1,17	36	205	Wallingford (Royaume Uni)
52,08	4,27	35	218	Scheveningen (Pays-Bas)
52,70	-8,92	34	187	Shannon, aéroport (Irlande)
53,28	-9,02	33	187	Galway (Irlande)
62,40	25,68	20	251	Jyvaeskylae (Finlande)
64,28	27,68	18	251	Kajaani (Finlande)
-35,26	40,50	334	325	Océan
34,93	20,18	79	272	Océan
4,93	51,29	189	379	Océan
44,88	-9,67	51	181	Océan
49,87	-29,54	42	138	Océan
-35,21	-39,78	334	92	Océan
-5,25	45,37	228	366	Océan
27,87	42,35	105	340	Désert
19,89	10,04	129	246	Désert
25,88	26,05	109	298	Désert
30,76	8,20	91	236	Désert

Tableau IV.5. Latitude (degrés décimaux), longitude (degrés décimaux) et coordonnées (ligne, colonne) des pixels B2 étudiés pour tester l'adéquation de la fonction de modulation $g'(\theta_s, T_L)$.

L'étude de ces pixels a tout d'abord soulevé un problème. En effet, nous avons observé des valeurs de comptes numériques très faibles, correspondant à la nuit, alors que le calcul des angles solaires montrait que le soleil était au-dessus de l'horizon. Nous avons préféré supprimer ces pixels du cadre de notre étude. Nous avons ainsi imposé un seuil de luminance pour traiter les pixels. Une observation visuelle des images nous a amené à fixer ce seuil à 3 % de l'énergie maximale qui peut être enregistrée dans la bande spectrale du capteur, $I_{0\text{ met}}$, ajoutée de la valeur du zéro du capteur, b , définie dans le chapitre III. Ainsi la condition sur la luminance du pixel, L , est la suivante :

$$L \geq 0,03 I_{0\text{ met}} / \pi + b \quad (\text{IV. 29})$$

Tous les instants pour lesquels la luminance du pixel considéré est inférieure à cette valeur ont été éliminés de l'étude. Les autres cas sont reportés sur la figure IV.12 pour différents pixels sur l'ensemble de la période [1985-1990].

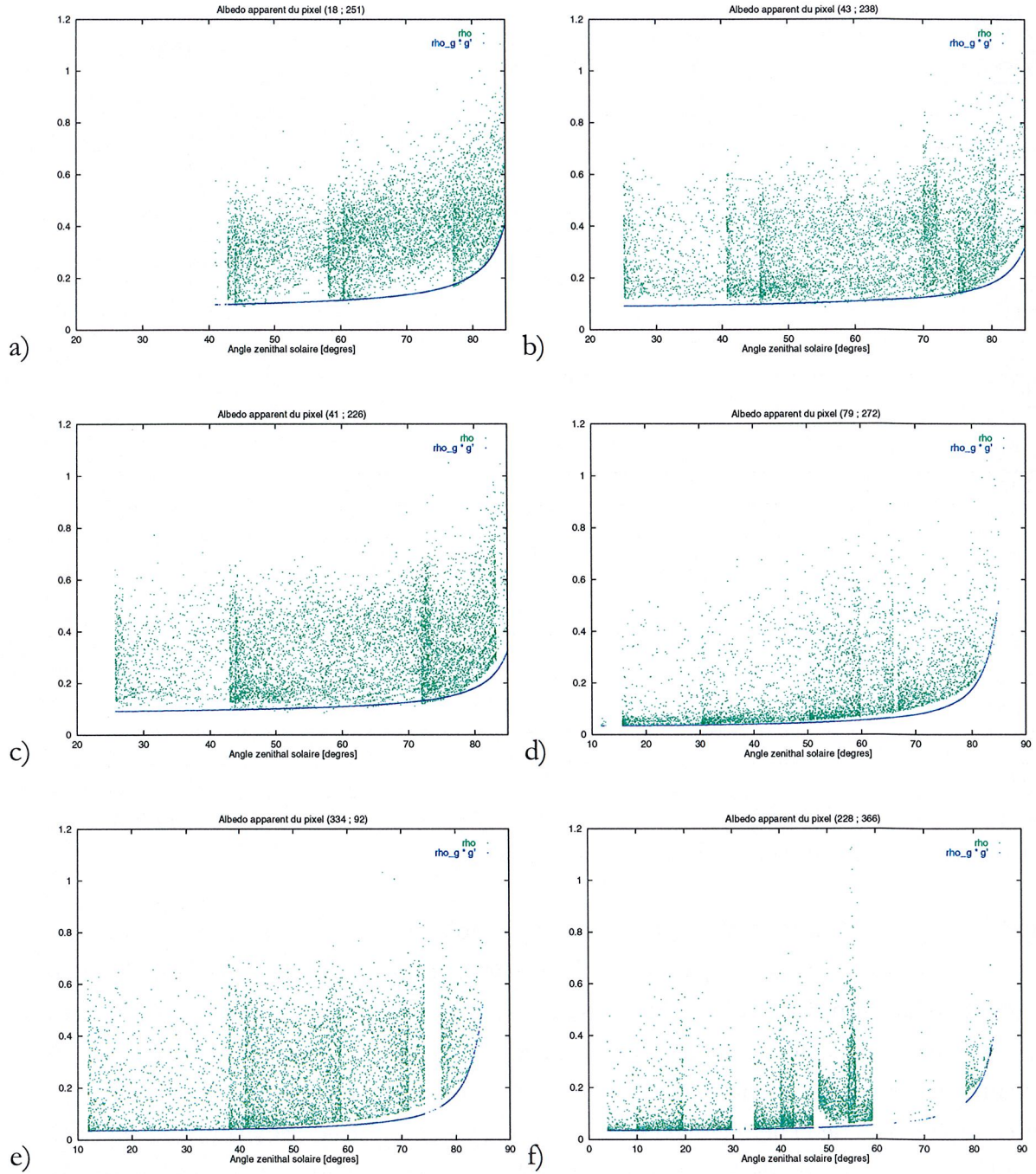


Figure IV.12. Albédo apparent $\rho_g(\theta_z)$ (« rho ») et fonction $\rho_g(0) g'(\theta_z, T_1)$ (« rho_g * g' ») en fonction de l'angle zénithal solaire. Etude réalisée à partir des images Meteosat acquises entre 1985 et 1990 pour différents pixels situés en Europe : pixels de coordonnées a) (18 ; 251), b) (43 ; 238), c) (41 ; 226), et au-dessus de l'Océan : pixels de coordonnées d) (79 ; 272), e) (334 ; 92), f) (228 ; 366).

Pour chaque pixel, nous avons alors calculé la fonction de modulation suivant l'équation (IV. 28) pour tenter de modéliser le comportement de l'albédo apparent du sol en fonction de l'angle zénithal à partir de sa valeur au zénith. La valeur au zénith a été extraite en prenant l'albédo apparent minimum observé pour un angle zénithal minimum. Quant à la valeur du trouble de Linke, nous l'avons extraite de la base de données

Helioserve pour les sites d'Europe du Nord, ou déduite par approximations successives sur l'océan ou les déserts. Ainsi la tendance générale de cette fonction de modulation semble être correcte puisque la fonction $\rho_g(0) g'(\theta_z, T_L)$ encadre bien les valeurs minimales, comme nous pouvons l'observer sur la figure IV.12 où nous avons représenté le cas de quelques pixels situés en Europe (pixels de coordonnées (18 ; 251), (43 ; 238), (41 ; 226)), et au-dessus de l'Océan (pixels de coordonnées (79 ; 272), (334 ; 92), (228 ; 366)). Cependant, les valeurs du trouble de Linke déduites pour les océans ($T_L = 6$) sont largement supérieures aux valeurs attendues ($2 < T_L < 3$) ; les valeurs du trouble de Linke déduites pour les déserts sont, au contraire, nettement inférieures ($T_L = 1$) à celles attendues. Les pixels au-dessus du désert constituent d'ailleurs un cas particulier, puisque l'albédo observé n'est pas strictement croissant en fonction de l'angle zénithal solaire, contrairement à ce que l'effet de masse d'air devrait impliquer. Si la modélisation physique semble satisfaisante, le paramètre d'entrée correspondant au trouble de Linke ne correspond certainement pas à la valeur physique qui a été introduite par Linke en 1922.

Quoiqu'il en soit, ce paramètre est *a priori* inconnu pour chaque pixel. S'il s'agit du trouble de Linke, cette valeur n'est pas toujours disponible, surtout au-dessus des océans, où il n'existe pas de stations météorologiques. Il est nécessaire d'estimer ce paramètre. Nous avons alors cherché s'il était possible de trouver par la modélisation, d'une part la valeur de l'albédo du sol au zénith, $\rho_g(0)$, et d'autre part les valeurs du trouble de Linke, T_L . Pour cela, nous avons considéré la fonction ρ' suivante :

$$\rho' = \rho_g(\theta_z) / g'(\theta_z, T_L) \quad (\text{IV. 30})$$

qui représente d'après l'équation (IV. 26) la valeur de l'albédo apparent du sol au zénith, $\rho_g(0)$, et qui doit donc être constante quel que soit l'angle zénithal solaire, d'après les hypothèses de sol lambertien. Nous avons alors deux inconnues, qui sont $\rho' = \rho_g(0)$, et le trouble de Linke.

Pour les obtenir à partir de nos données uniquement, nous décomposons l'axe des valeurs de θ_z en trente boîtes de 3 degrés de large, et cherchons les deux valeurs minimales de chaque boîte. Nous obtenons ainsi une série de valeurs de $\rho_g(\theta_z)$, que nous divisons par la fonction $g'(\theta_z, T_L)$ pour des valeurs de trouble de Linke variant de 0 à 10 par pas de 0,1. Nous cherchons alors par une régression aux moindres carrés les coefficients $c(T_L)$ et $d(T_L)$ de la droite, telle que :

$$\rho' = c(T_L) \theta_z + d(T_L) \quad (\text{IV. 31})$$

Nous avons vu que ρ' doit être constant quel que soit θ_z , ce qui correspond à une valeur de $c(T_L)$ la plus proche de zéro. Nous déduisons alors le couple de coefficients $c(T_L)$ et $d(T_L)$ correspondant à $\rho' = \text{constante} = d(T_L)$. Le trouble de Linke peut alors être estimé à partir des valeurs $c(T_L)$ et $d(T_L)$, et la valeur de $d(T_L)$ donne $\rho_g(0)$.

Nous avons appliqué cette méthode afin de dériver, pour chaque mois et chaque pixel, une valeur de trouble de Linke et une valeur de l'albédo du sol au zénith. Les valeurs sont parfois incohérentes (valeurs proches de zéro ou proches de 10), la plupart du temps sensées, et donnent parfois même une bonne estimation du trouble de Linke, si l'on compare les valeurs obtenues à celles disponibles dans la base de données Helioserve. Nous avons représenté sur la figure IV.13 les valeurs de trouble de Linke de deux pixels. Les valeurs obtenues pour le premier cas (Saarbrücken, pixel de coordonnées 41 ; 226) ne sont pas du tout convenables, alors que dans le second cas (Kajaani, pixel de coordonnées 18 ; 251), les valeurs estimées sont satisfaisantes et très proches des valeurs données par le site web Helioserve.

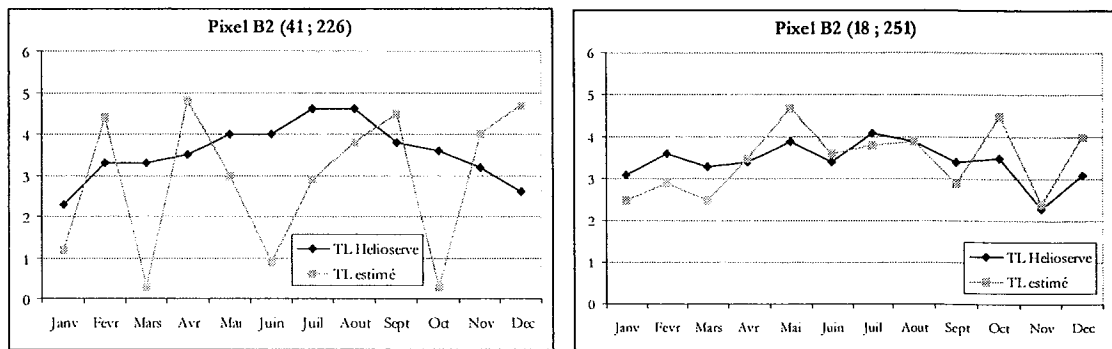


Figure IV.13. Comparaison des valeurs mensuelles du trouble de Linke estimées avec la fonction $g'(\theta_z, T_L)$ et des valeurs issues de la base de données du site « Helioserve » pour deux pixels B2.

Puisque la forme de la fonction de modulation semblait bonne, le problème peut donc résulter d'un mauvais ajustement statistique. Pour le vérifier, nous avons traité l'approche directe du problème : nous avons introduit en entrée du modèle des valeurs de trouble de Linke bien définies, puis tenter de les dériver de notre procédure. Or, nous obtenons en sortie des valeurs très éloignées de la valeur d'entrée (jusqu'à 30 % de différence), spécialement pour les grandes valeurs de T_L . Notre approche semble donc inappropriée pour résoudre le problème inverse, et il est donc nécessaire de recourir à des valeurs issues d'une base de données, ou d'un modèle (nous avons cité précédemment les modèles de Molineaux *et al.*, 1995, de Perrin de Brichambaut et Vauge, 1982, et de Dogniaux et Lemoine, 1983), ou à défaut d'utiliser la valeur $T_L = 3,5$, représentant la valeur moyenne du trouble de Linke pour l'Europe.

Cependant, subsiste le problème de la validité de la valeur T_L . Cette valeur correspond-elle à la valeur physique représentant la turbidité de l'atmosphère ou bien n'est-elle qu'un artifice de calcul ne correspondant à aucune grandeur physique ?

- Correction d'anisotropie des surfaces observées

La simulation Modtran montre que le système Terre - atmosphère observé n'est pas un réflecteur lambertien (ou isotrope), mais dépend de l'angle défini par les directions Soleil - pixel - satellite, ψ .

Différents auteurs font référence à ce phénomène et tentent de le corriger. Beyer *et al.* (1996) ou Hammer *et al.* (1997 b) proposent de corriger ce phénomène en introduisant une modulation de l'albédo du sol au zénith par $(1 + \cos^2 \psi)$, de la forme de la fonction de phase de la diffusion de Rayleigh. Cependant, comme le soulignent Zelenka *et al.* (1999), l'observation de l'albédo du sol au zénith ne correspond peut-être pas à une atmosphère propre et sèche. Par conséquent, nous préférons la démarche de Zelenka *et al.* (1999) qui proposent de moduler l'albédo du sol, déjà corrigé de l'effet de masse d'air, par une seconde fonction $g''(\psi)$, en essayant d'ajuster cette fonction aux valeurs observées. Zelenka *et al.* stipulent que cet effet d'anisotropie devient important pour des angles tels que $\psi < 25^\circ$ et qu'il est physiquement indépendant de l'effet de masse d'air. L'indépendance de ces deux phénomènes nous autorise donc à multiplier les deux modulations pour obtenir l'albédo apparent corrigé. Ainsi nous pouvons écrire la relation (IV. 32), où $g''(\psi)$, corrige l'anisotropie du système Terre - Atmosphère observé, et dépend uniquement de l'angle Soleil - pixel - satellite, ψ :

$$\rho_g(\theta_z, \psi) = \rho_g(0) g'(\theta_z, T_L) g''(\psi) \quad (\text{IV. 32})$$

Une étude complémentaire a amené Zelenka et ses collaborateurs à conclure que la fonction qu'ils avaient proposée ne donne pas satisfaction. Une communication personnelle de Perez propose une autre fonction, $g''(\psi)$, donnée par l'équation (IV. 33) :

$$\begin{aligned} \text{Si } \psi > 60^\circ \quad g''(\psi) &= 1 \\ \text{Si } \psi \leq 60^\circ \quad g''(\psi) &= 1 / [0,5 + 2 \sin(\psi/2) - 2 \sin^2(\psi/2)] \end{aligned} \quad (\text{IV. 33})$$

En appliquant cette fonction à nos données, nous constatons en effet qu'elle semble corriger l'effet d'anisotropie de manière satisfaisante. Cependant, même pour des angles $\psi > 60^\circ$, la correction $g''(\psi)$ semble nécessaire, et nous l'avons appliquée sur nos données. La figure IV.14 représente le cas de pixels géographiquement répartis sur le champ de vue

Meteosat. Sur l'Europe, ψ ne prend jamais des valeurs très faibles et l'effet d'anisotropie est plus difficilement observable. Nous constatons sur cette figure que la correction proposée par Perez semble satisfaisante quelle que soit la position du pixel dans l'image, et sa formulation apparaît donc adaptée pour modéliser le comportement de $\rho_g(\theta_z, \psi)$.

Soulignons que cette correction d'anisotropie est nettement plus atténuée que la correction de l'effet de masse d'air.

Notons que pour l'étude de la fonction $g'(\theta_z, T_L)$ nous avons considéré uniquement les cas pour lesquels l'angle Soleil - pixel - satellite, ψ , était supérieur à 45° afin de s'affranchir de cette variation.

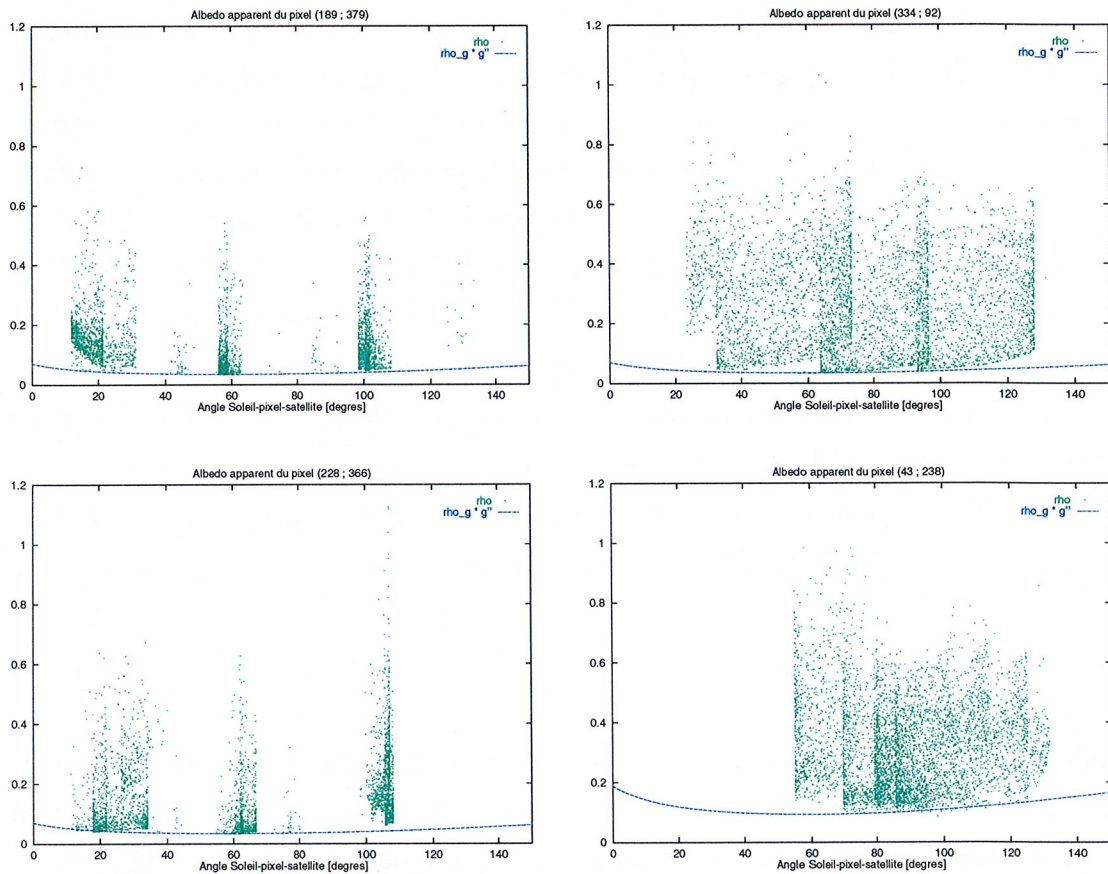


Figure IV.14. Variation de l'albédo apparent en fonction de l'angle défini par les directions Soleil - pixel - satellite pour les années 1985 à 1990, et correction $g'(\psi)$ proposée par Perez pour les pixels océaniques de coordonnées (189 ; 379), (334 ; 92), (228 ; 366), et pour Weihenstephan (43 ; 238).

Nous avons présenté ici une première approche pour obtenir la valeur de l'albédo au sol nécessaire dans la méthode Heliosat. Cette approche propose une modélisation de la dépendance de l'albédo apparent du sol en fonction de l'angle zénithal solaire et de l'angle défini par les directions Soleil - pixel - satellite. Cette approche amenée par l'étude de Zelenka *et al.* (1999) nous paraissait séduisante, et nous avons donc persévéré dans cette

voie de modélisation. Cependant, plusieurs points nous amènent à conclure que cette démarche n'est pas satisfaisante :

- La relation (IV. 25) suscite des controverses (Page, communication personnelle). D'une part, car la masse d'air n'a quasiment aucune influence sur la correction $g_z(\theta_z)$ quel que soit θ_z (figure IV.15) ; d'autre part parce que la fonction est instable et diverge pour un angle zénithal de 90° .
- La relation (IV. 28) amène également quelques interrogations. Notons tout d'abord que le produit de $g'_z(\theta_z, T_L)$ et de $\rho_g(0)$, qui doit représenter un albédo, peut dépasser 1 pour une surface de faible albédo, et devient fortement divergente pour des surfaces de fort albédo, telles que la neige. Par ailleurs, les remarques évoquées concernant la validité du paramètre T_L , nous amènent à conclure que ce paramètre ne serait qu'un artifice de calcul ne représentant pas le trouble de l'atmosphère, et donc que le modèle ne serait pas physiquement correct. D'autres remarques vont dans ce sens, et nous en concluons que cette approche n'est pas satisfaisante.

Nous présentons cependant cette étude au lecteur qui pourrait y trouver des informations utiles s'il voulait persévérer dans la voie de la modélisation de la dépendance de l'albédo apparent du sol en fonction des angles solaires.

Nos investigations nous ont amenés à développer une seconde approche, que nous décrivons dans le paragraphe suivant.

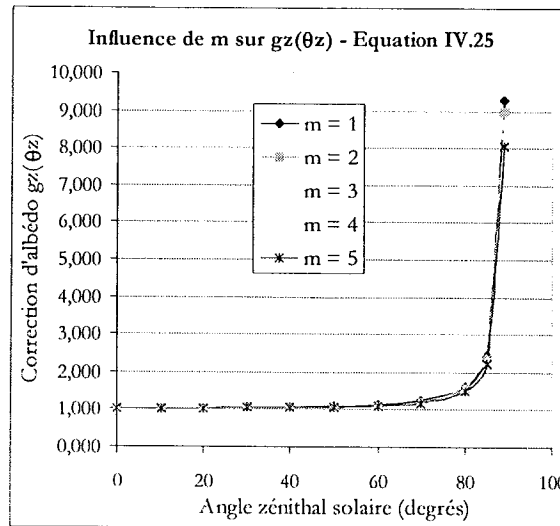


Figure IV.15. Variation de la correction d'albédo, $g_z(\theta_z)$, en fonction de l'angle zénithal solaire, θ_z , pour différentes valeurs de masse d'air ($m = 1, \dots, m = 5$). La masse d'air n'a quasiment aucune influence sur la correction d'albédo.

IV.4.1.5. Une autre approche modélisant la luminance intrinsèque de l'atmosphère et la transmittance atmosphérique

Cette approche se base sur l'équation (IV. 20) issue de l'étude 6S, que nous rappelons ci-dessous :

$$\rho_{\text{sat}} = \rho_{\text{atm}}(\theta_z, \theta_v, \psi) + \rho_{\text{sol}} T(\theta_z) T(\theta_v) \quad (\text{IV. 20})$$

Selon cette équation, la connaissance de la réflectance intrinsèque de l'atmosphère, $\rho_{\text{atm}}(\theta_z, \theta_v, \psi)$, et de la transmittance atmosphérique, donnée par le produit $T(\theta_z) T(\theta_v)$, permettrait de déduire l'albédo du sol à partir de l'albédo apparent déduit de l'observation du satellite. L'albédo du sol étant supposé indépendant des conditions de visée et d'illumination, cela nous permettrait dans la méthode Heliosat de dériver la valeur de l'albédo du sol pour chaque pixel et chaque mois, sans se préoccuper de l'heure d'acquisition.

Pour cela, nous avons tout d'abord tenté de modéliser la luminance intrinsèque de l'atmosphère, L_{atm} en nous basant sur les résultats de la simulation Modtran. Nous avons ensuite proposé et validé une modélisation de la transmittance atmosphérique pour retrouver une valeur de l'albédo du sol constante quelle que soit la hauteur du soleil.

- Modélisation de la luminance intrinsèque de l'atmosphère

La luminance modélisée par Modtran pour un albédo de surface nul est équivalente à la luminance intrinsèque de l'atmosphère, à la contribution de l'environnement près, que l'on néglige en première approximation. A partir de l'observation de la luminance modélisée par Modtran pour un albédo de surface nul (figure IV.16), nous en avons donc déduit que la luminance intrinsèque de l'atmosphère augmente avec :

- la hauteur du soleil,
- la turbidité,
- l'angle zénithal du satellite.

Sur la figure IV.16, une même courbe correspond à un même site. Les sites ont des latitudes et des longitudes différentes, correspondant à des angles zénithaux du satellite différents. On observe sur cette figure que plus la latitude (en moindre mesure la longitude) est élevée, plus l'angle zénithal du satellite est grand, et plus la luminance est élevée.

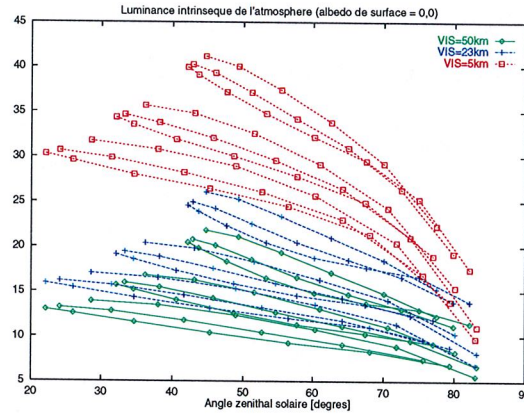


Figure IV.16. Luminance modélisée par Modtran pour une surface d'albédo nul en $W.m^{-2}.sr^{-1}$. Cette luminance est équivalente à la luminance intrinsèque de l'atmosphère, à la contribution de l'environnement près. Une même courbe correspond à un même site.

L'éclairement diffus par ciel clair, D_c , modélisé dans le paragraphe IV.2 présente les mêmes caractéristiques. En effet, la figure IV.5 montre que la valeur de l'éclairement diffus croît avec la turbidité de l'atmosphère, et avec la hauteur du soleil, de la même manière que la luminance intrinsèque de l'atmosphère. Conformément aux conclusions de ce paragraphe, nous adopterons la formulation de l'éclairement diffus donnée par le modèle ESRA, détaillé en annexe. Physiquement, il est concevable que le rayonnement reçu par le capteur et provenant uniquement de l'atmosphère soit proportionnel au rayonnement diffusé par l'atmosphère vers le sol. En effet, si l'on suppose que l'atmosphère est un corps isotrope, la même quantité d'énergie sera diffusée vers le sol ou vers le capteur. Partant de ces constatations, en ajoutant une correction fonction de l'angle zénithal du satellite, basée sur celle proposée par Beyer *et al.* (1996) donnée par l'équation (IV. 23), nous en déduisons la fonction suivante pour modéliser la luminance intrinsèque de l'atmosphère :

$$L_{atm} = (D_c/\pi) (I_{0\ met}/I_0) (<\cos \theta_v>/\cos \theta_v)^{0,8} \quad (IV. 34)$$

Le facteur π est nécessaire pour ramener un éclairement (D_c) homogène à une luminance. Le rapport $I_{0\ met}/I_0$ ramène la quantité modélisée pour tout le spectre solaire à la fenêtre spectrale Meteosat. Enfin, le rapport $(<\cos \theta_v>/\cos \theta_v)^{0,8}$ corrige l'effet de l'angle zénithal de manière empirique sans introduire de biais puisque $<\cos \theta_v>$ représente la moyenne de $\cos \theta_v$ sur l'ensemble des angles zénithaux satellitaires observés, soit 0,5.

La comparaison de cette luminance intrinsèque avec celle modélisée par Modtran est reportée dans la figure ci-dessous pour les neuf sites Modtran d'albédo nul (0° , 10° , et 20° Est, pour 40° , 50° , et 60° Nord). Cette comparaison nous amène à conclure que la

formulation proposée par l'équation (IV. 34) est très proche de la modélisation adoptée par Modtran, tout en restant relativement simple, et qu'elle nous paraît donc satisfaisante.

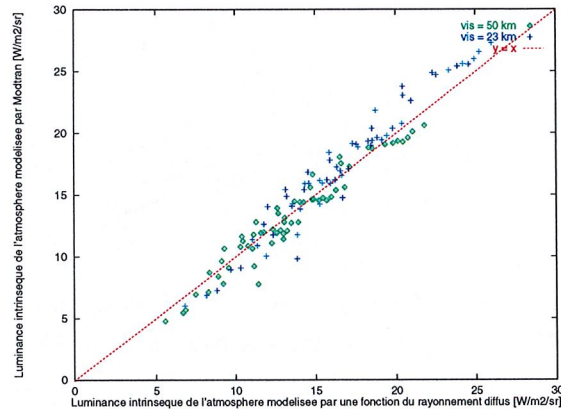


Figure IV.17. Luminance intrinsèque de l'atmosphère modélisée par Modtran en fonction de celle modélisée par une fonction du rayonnement diffus, selon l'équation (IV. 34).

- Modélisation de la transmittance atmosphérique

Disposant d'une modélisation de la luminance intrinsèque de l'atmosphère et afin de retrouver la valeur de l'albédo du sol, ρ_{sol} , il est maintenant nécessaire de connaître la transmittance atmosphérique. Cette transmittance atmosphérique est donnée par le produit des transmittances selon l'angle d'illumination, θ_z , et l'angle de visée, θ_v : $T(\theta_z) T(\theta_v)$. Pour cela, nous allons exploiter les résultats de l'étude du paragraphe IV.2, en particulier les équations données par le modèle ciel clair ESRA détaillé dans l'article placé en annexe. Dans cet article, la transmittance directe, $Tr_B(\theta)$, et la transmittance diffuse, $Tr_D(\theta)$, sont données par les expressions que nous rappelons ci-dessous :

$$Tr_B(\theta) = \exp(-0,8662 T_L m \delta_r(m)) \quad (IV. 35)$$

$$Tr_D(\theta) = T_{rd}(T_L) F_d(\theta, T_L) \quad (IV. 36)$$

où $T_{rd}(T_L)$ est la fonction de transmission au zénith, et $F_d(\theta, T_L)$ la correction angulaire de cette fonction, où θ représente l'angle zénithal. Ces fonctions sont représentées sur la figure IV.18 pour différents angles zénithaux et différentes valeurs du trouble de Linke.

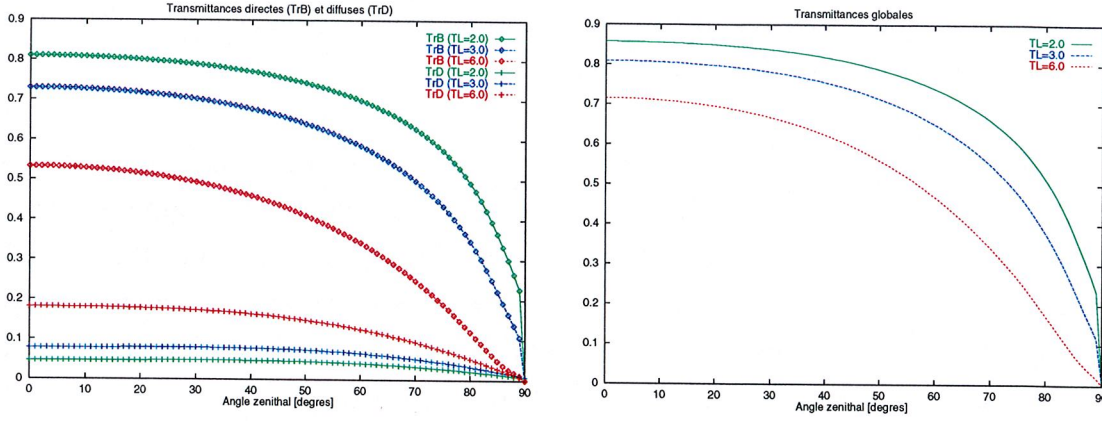


Figure IV.18. Transmittances directes, diffuses, et globales en fonction de l'angle zénithal pour différentes valeurs de trouble de Linke.

Selon le principe de réciprocité, les fonctions de transmittances descendantes et ascendantes, $T(\theta_z)$ et $T(\theta_v)$, sont identiques, et nous pouvons alors écrire :

$$\begin{aligned} T(\theta_z) &= Tr_B(\theta_z) + Tr_D(\theta_z) \\ T(\theta_v) &= Tr_B(\theta_v) + Tr_D(\theta_v) \end{aligned} \quad (IV. 37)$$

Afin de valider notre approche, appliquons les corrections atmosphériques sur l'albédo apparent dérivé des simulations Modtran et dérivons l'albédo de la surface tel que :

$$\rho_{sol} = [\rho_{sat} - \rho_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi)] / T(\theta_z) T(\theta_v) \quad (IV. 38)$$

où l'albédo intrinsèque de l'atmosphère, $\rho_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi)$, a été dérivé de l'expression de la luminance modélisée par la relation (IV. 34) en utilisant la relation suivante :

$$\rho_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi) = \pi L_{atm} / (I_{0\ met} \epsilon \cos \theta_z) \quad (IV. 39)$$

L'éclairement solaire équivalent de la bande Meteosat utilisée pour les simulations Modtran, $I_{0\ met}$, a été estimé à 1027 W.m^{-2} .

Les albédos du sol ainsi dérivés doivent être constants quel que soit l'angle zénithal solaire et doivent correspondre aux valeurs d'entrée de la modélisation. Les résultats sont reportés sur la figure IV.19 pour trois albédos du sol : 0,05 ; 0,2 ; 0,3 et pour différentes visibilité. Les figures montrent que l'on retrouve effectivement les valeurs d'albédo au sol. On s'en écarte lorsque l'albédo est grand et que la turbidité est forte. Pour la figure IV.19 c) nous avons rejoint par une courbe les points correspondant aux sites localisés à 60° de latitude nord (0° , 10° , 20° Est) pour une visibilité de 5 km. Dans ce cas, la déduction de l'albédo du sol à partir de l'albédo apparent sera critique. Mis à part les cas

des hautes latitudes avec un très fort trouble atmosphérique, la déduction de l'albédo est satisfaisante à partir de l'approche décrite ci-dessus.

Les cas de forts angles zénithaux sont critiques, les modèles de ciel clair étant généralement moins précis lorsque le soleil descend sur l'horizon. Si l'on supprime les cas d'angles zénithaux supérieurs à 75° - 78° comme l'ont fait Diabaté (1989) et Bauer (1996), la zone étudiée ne s'étendra pas au-delà de la latitude 65° environ et en moyenne annuelle. Si l'on souhaite couvrir les terres émergées de l'hémisphère nord, il faut donc prendre une limite moins sévère en acceptant par ailleurs des erreurs plus élevées.

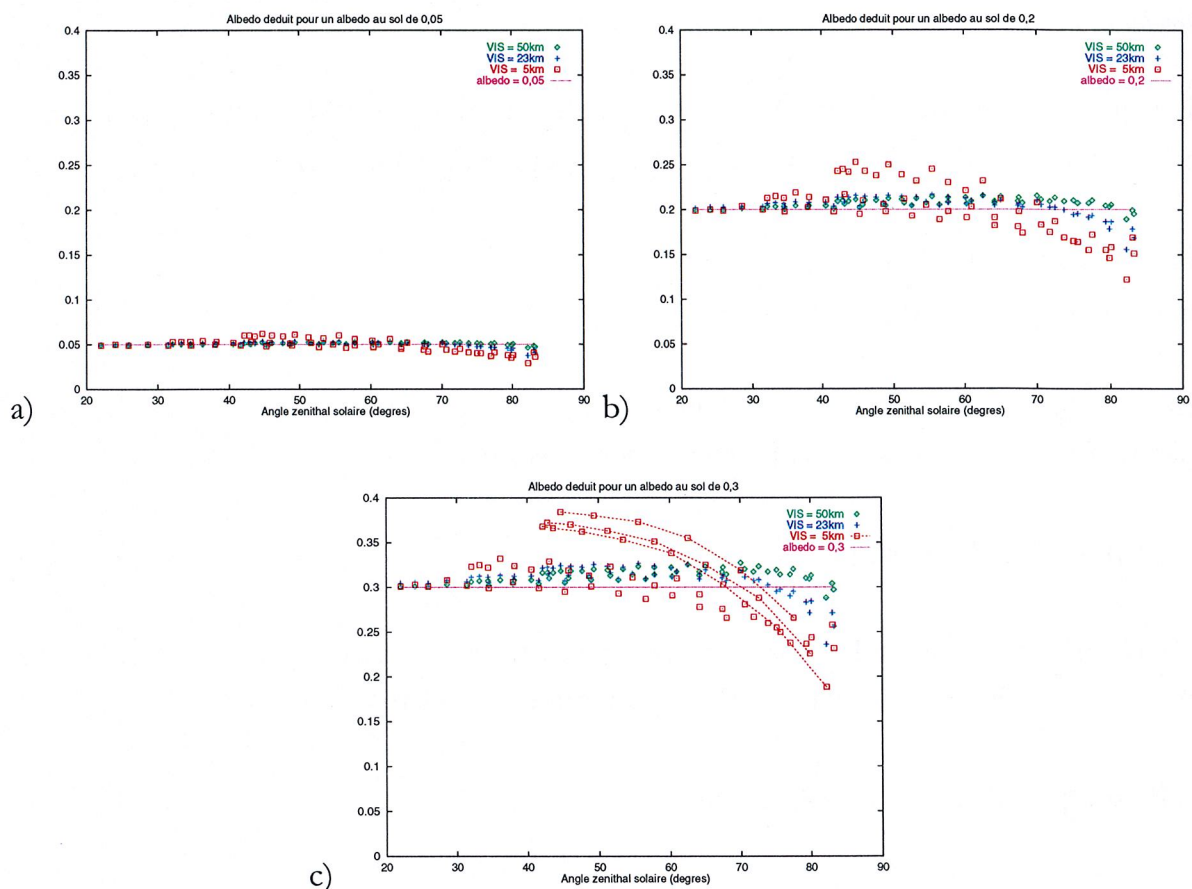


Figure IV.19. Albédo de surface déduit d'après la relation (IV. 38) pour les cas de simulations Modtran correspondant à des surfaces d'albédo a) 0,05 b) 0,2 c) 0,3 et pour différentes visibilités. Dans le cas c), les points reliés par une courbe correspondent à une latitude de 60° , pour des longitudes de 0° , 10° , 20° Est.

• Application sur les données Meteosat

Notre approche pour déduire l'albédo du sol à partir de l'albédo apparent a donc été validée au regard de la simulation de Modtran, sauf pour des cas de fortes latitudes avec forts albédos, ou encore pour les cas où le soleil est proche de l'horizon. Nous allons donc appliquer les corrections atmosphériques aux albédos apparents issus de nos données Meteosat (tableau IV.5).

Nous l'appliquons tout d'abord aux pixels au-dessus du désert, pour lesquels l'albédo du sol est *a priori* connu et vaut environ 0,3. D'une part, nous déduisons la luminance intrinsèque de l'atmosphère, $L_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi)$, d'après la relation (IV. 34) pour différentes turbidités atmosphériques, et d'autre part nous la dérivons d'après les luminances minimales des données Meteosat au format B2, L_{sat} , en écrivant l'équation (IV. 20) pour les luminances avec une valeur de ρ_{sol} de 0,3 :

$$L_{atm}(\theta_z, \theta_v, \psi) = L_{sat} - \rho_{sol} T(\theta_z) T(\theta_v) I_{0\text{ met}} \varepsilon \cos\theta_z / \pi \quad (\text{IV. 40})$$

Il est nécessaire de ne retenir que les valeurs minimales L_{sat} (cas de ciel clair) pour que l'équation ci-dessus soit valide. En effet, dans le cas contraire, on n'observe pas le sol, mais un nuage, ce qui modifie la valeur ρ_{sol} . Cette valeur minimale a été choisie en retenant 10 % des valeurs inférieures pour des boîtes larges de trois degrés sur l'échelle des angles solaires zénithaux.

La comparaison est reportée sur la figure IV.20 pour le pixel B2 de coordonnées (91 ; 236) et montre que l'approche proposée est correcte puisque la luminance intrinsèque atmosphérique modélisée pour deux valeurs de trouble de Linke encadre effectivement les valeurs déduites des mesures.

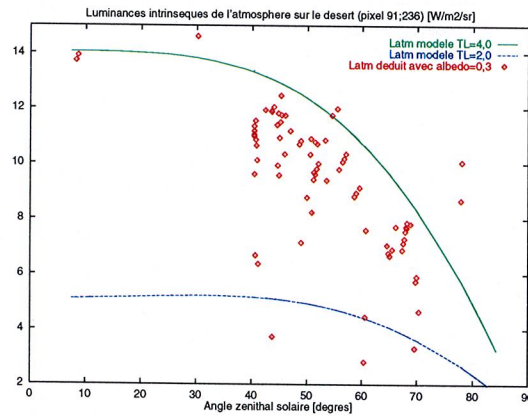


Figure IV.20. Luminance intrinsèque de l'atmosphère pour le désert : pixel B2 (91 ; 236). Confrontation entre la modélisation par la fonction de l'équation (IV. 34) et la valeur déduite des observations du satellite sur un an (1985).

Nous avons procédé de même pour les pixels situés sur l'océan, en supposant leur albédo au sol de 0,02. Le cas du pixel B2 de coordonnées (334 ; 325) est représenté sur la figure IV.21. Nous constatons sur la figure a) correspondant aux données de 1985, que la modélisation de la luminance de l'atmosphère ne correspond pas à la valeur extraite des données. Nous pouvons trouver plusieurs explications possibles à cette divergence.

Tout d'abord, les luminances observées par le capteur sont très faibles pour les océans par ciel clair. Ces valeurs ($2 - 4 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$) sont alors proches du pas de quantification ($1,17 \text{ W.m}^{-2}.\text{sr}^{-1}$ en moyenne pour 1985). Le rapport signal sur bruit est donc assez mauvais, induisant sûrement de fortes incertitudes sur ces valeurs. Par ailleurs, nous avons appliqué la procédure d'étalonnage décrite dans le chapitre III. Là encore une erreur sur les coefficients d'étalonnage ressortira d'autant plus pour des comptes numériques faibles. Enfin, une autre source d'erreur peut provenir de la valeur utilisée pour l'éclairement solaire équivalent dans la bande Meteosat. Nous avons utilisé les valeurs données dans le chapitre III, mais une erreur sur cette valeur se répercuterait directement sur la transformation de l'albédo du sol en luminance de la relation (IV. 40). Afin de tester les deux dernières hypothèses, nous avons fait la même étude sur une autre année : 1995. Le résultat pour le pixel (334 ; 325) est reporté sur la figure IV.21 b). L'une des deux hypothèses est certainement vérifiée puisque pour cette année là, on ne note pas de divergence. L'approche présentée ci-dessus pour les corrections atmosphériques n'est donc pas à remettre en cause.

Les valeurs du trouble de Linke encadrantes ($2,0 < T_L < 3,3$) ont été choisies à partir des constatations de Bauer, dont le principe est expliqué dans le paragraphe IV.2.4. Il conclue que le trouble atmosphérique au-dessus des océans est relativement constant, variant de 2,0 (minimum en hiver) à 3,3 (maximum en été).

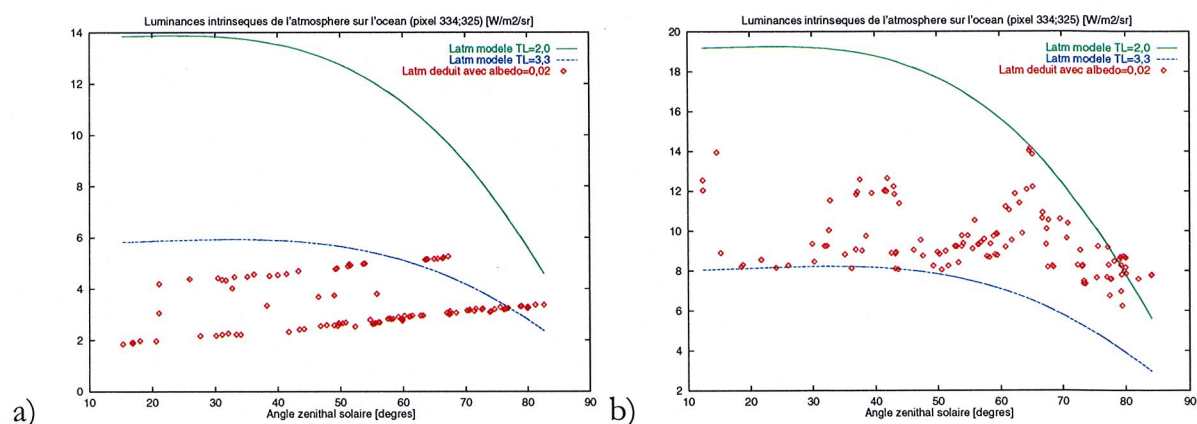


Figure IV.21. Luminance intrinsèque de l'atmosphère pour l'océan : pixel B2 (334 ; 325). Confrontation entre la modélisation par la fonction de l'équation (IV. 34) et la valeur déduite des observations du satellite sur un an a) 1985 b) 1995.

Enfin, nous avons appliqué la méthode sur les pixels d'Europe pour lesquels nous disposons d'une base de données du trouble de Linke. Les résultats sont satisfaisants, puisque la luminance atmosphérique modélisée pour les valeurs moyennes mensuelles minimales et maximales du trouble de Linke mesurée sur les sites encadre bien la luminance déduite des données Meteosat pour des angles zénithaux inférieurs à 75° . Ces valeurs moyennes sont 2,7 (décembre) et 4,3 (août) pour Weihenstephan, dont nous

avons représenté l'étude sur la figure IV.22. Il est intéressant de noter que les valeurs maximales de la luminance intrinsèque ($L_{atm} > 17 \text{ W.m}^{-2}\text{.sr}^{-1}$) déduites des données Meteosat correspondent à des mesures prises en été, période pour laquelle on observe des troubles de Linke maximaux.

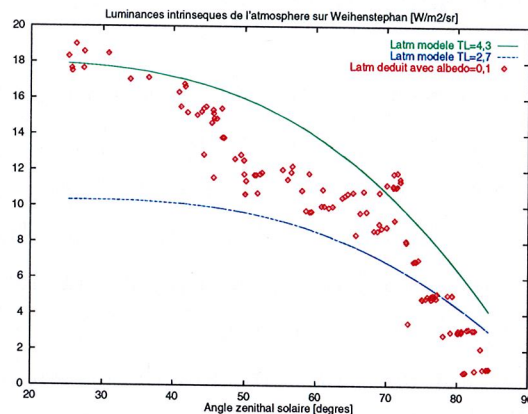


Figure IV.22. Luminance intrinsèque de l'atmosphère pour Weihenstephan : pixel B2 (43 ; 238). Confrontation entre la modélisation par la fonction de l'équation (IV. 34) et la valeur déduite des observations du satellite sur un an (1985).

Pour les angles solaires zénithaux supérieurs à 70° , la méthode ne fonctionne pas très bien au-dessus des océans, puisque l'albédo de la surface augmente avec l'angle zénithal. Bien que cette observation soit en accord avec les observations des océanographes (Jerlov, 1976, Ivanoff 1975), la méthode risque de sous-estimer le rayonnement reçu sur l'océan pour les faibles hauteurs du soleil.

La dépendance de la luminance intrinsèque de l'atmosphère en fonction de l'angle de rétrodiffusion Soleil - satellite, ψ , n'a pas été prise en compte dans cette approche. En effet, cette dépendance est faible par rapport à celle des angles θ_z et θ_v , et la correction ainsi établie semble être satisfaisante. Nous avons tenté d'inclure une correction du type $(1 + \cos^2\psi)$, rappelant la fonction de Rayleigh, comme l'ont fait Beyer *et al.* (1996), mais cette correction n'a pas apporté d'amélioration. La dépendance de l'albédo en fonction de la géométrie du système Soleil - satellite semble être suffisamment prise en compte par les corrections atmosphériques proposées.

Dans la méthode Heliosat-2, nous proposons donc d'inclure cette seconde approche pour déduire l'albédo du sol. Pour chaque pixel sera calculé l'albédo, ρ , corrigé de la contribution de l'atmosphère et donné par la relation suivante :

$$\rho = (\rho_{\text{sat}} - \rho_{\text{atm}}) / T(\theta_z) T(\theta_v) \quad (\text{IV. 41})$$

A partir de cet albédo corrigé des effets de l'atmosphère, sera déduit l'albédo du sol, ρ_s , équivalent à ρ_{sol} défini ci-dessus et nécessaire pour calculer l'indice d'ennuagement, n , en prenant le minimum observé pour des angles zénithaux faibles.

IV.4.1.6. Validité de l'estimation de l'albédo du sol

Même si la seconde méthode se montre satisfaisante pour obtenir l'albédo du sol, il reste cependant quelques interrogations concernant la validité de l'estimation. En effet, lorsqu'on estime l'albédo mois par mois, il peut se produire sur un mois donné une variation brutale de l'albédo du sol. Ce phénomène peut être observé notamment suite à une chute de neige, après laquelle l'albédo de la surface sera nettement supérieur à celui observé avant la chute de neige. L'albédo apparent sera alors estimé à partir des valeurs les plus faibles du mois, impliquant une surestimation du rayonnement solaire pendant la sous-période de plus fort albédo, c'est-à-dire la période enneigée.

IV.4.2. Estimation de l'albédo des nuages

Dans la méthode Heliosat-1, la valeur de l'albédo des nuages est obtenue en calculant le mode, c'est-à-dire la valeur la plus fréquente de l'histogramme de l'albédo des cas nuageux (Cano *et al.*, 1986, Diabaté *et al.*, 1988). Ce dernier est obtenu à partir des albédos rejetés par l'algorithme de calcul de l'albédo apparent du sol. Une autre méthode (Costanzo, 1994, projet Satel-Light : Hammer *et al.*, 1997 a, b) consiste à calculer la valeur moyenne de l'albédo des nuages les plus brillants, c'est-à-dire de la limite maximale des valeurs d'albédo. Cependant Hammer *et al.* et d'autres auteurs (Ineichen et Perez, 2000) observent que cette valeur dépend de la hauteur du soleil. Seuls Zelenka *et al.* (1999) ne notent pas cette dépendance.

En suivant la démarche que nous avons développée pour la détermination de l'albédo du sol, nous pourrions utiliser une « vraie » valeur d'albédo des nuages pour le paramètre ρ_c nécessaire dans le calcul de l'indice d'ennuagement. D'autant plus que les 22 pixels observés présentent une limite supérieure d'albédo apparent identique (figure IV.12). Mais nous corrigeons l'albédo apparent des effets atmosphériques comme nous l'avons vu dans la partie IV.4.1.5, y compris pour les pixels nuageux. Or l'albédo des nuages ne subit pas la même atténuation par l'atmosphère. En effet, les nuages sont à une altitude élevée, de l'ordre de 5 à 7 km, et la concentration en aérosols est faible. Des simulations faites avec le code de transfert radiatif de 6S montrent que la contribution de l'atmosphère diminue lorsque l'altitude de la surface observée croît. La luminance intrinsèque de l'atmosphère devient négligeable devant la luminance émise par des surfaces de fort albédo, pour des

altitudes et des albédos de l'ordre de celles des nuages. De même, à de telles altitudes, la transmittance atmosphérique est proche de 1. Nous pouvons conclure de ces simulations que l'albédo corrigé des effets atmosphériques et calculé suivant l'équation (IV. 41) correspond à l'albédo de la surface observée uniquement pour des cas de ciel clair. Plus le pixel observé est recouvert de nuages, plus cette valeur s'éloigne d'un véritable albédo. Ainsi l'albédo déduit de l'équation (IV. 41) sera supérieur à l'albédo des nuages car la luminance intrinsèque de l'atmosphère a été surestimée et sa transmittance sous-estimée. Cependant il est nécessaire que l'albédo ρ_c soit compatible avec les autres albédos en étant corrigé des effets atmosphériques.

Pour déterminer le paramètre ρ_c , nous proposons donc d'appliquer les corrections atmosphériques de l'équation (IV. 41) à l'albédo typique des nuages les plus brillants, soit 0,9 (se reporter au tableau II.1 du chapitre II) :

$$\rho_c = (0,9 - \rho_{atm}) / T(\theta_z) T(\theta_v) \quad (IV. 42)$$

Etant donné que la distribution des albédos apparents maximaux est identique pour tous les pixels, nous allons considérer le cas de Weihestephane pour valider notre approche car nous disposons de mesures *in situ* de l'irradiation globale. D'après ces valeurs horaires, nous en déduisons la valeur de l'indice de clarté, K_c , correspondant, puis connaissant les valeurs de ρ et de ρ_g , nous en déduisons des valeurs de ρ_c d'après l'équation suivante :

$$\rho_c = (\rho - \rho_g K_c) / (1 - K_c) \quad \text{avec } 0,2 < K_c < 1,2 \text{ et } K_c \neq 1 \quad (IV. 43)$$

Les valeurs de ρ_c ainsi obtenues sont très dispersées, mais permettent de confirmer le choix du calcul de ρ_c donné par l'équation (IV. 42) à partir d'un albédo maximal de 0,9. La dispersion des valeurs déduites s'explique car ρ_c concentre les incertitudes dues :

- à l'estimation du trouble de Linke (nécessaire pour le calcul de ρ , ρ_g , et K_c),
- aux erreurs du modèle ESRA d'estimation de G_o ,
- à la relation $K_c = f(n)$,
- aux incertitudes sur ρ_g .

Une analyse visuelle des cas correspondant aux valeurs de ρ_c faibles a montré qu'en fait l'erreur sur ce paramètre est essentiellement due à l'hétérogénéité spatiale et temporelle du rayonnement solaire, incluant les phénomènes d'ombres perçues par le satellite ou le pyranomètre, durant la période d'acquisition du pyranomètre. Cet effet peut être corrigé par moyenne spatiale sur plusieurs pixels. Cette technique est utilisée notamment dans le projet Satel-Light. Par ailleurs, l'anisotropie de l'effet du vent sur les nuages augmente cet

effet d'hétérogénéité et l'erreur est corrélée à la vitesse du vent. L'utilisation des mesures au sol intégrées dans le temps mais ponctuelles conjointement avec les données du satellite instantanées mais couvrant une zone étendue est toujours critique. Dans notre cas, l'utilisation des images de format B2 implique que nous ne disposons que d'un pixel pour la comparaison et que nous ne pouvons pas faire de moyenne spatiale.

Nous avons appliqué l'ensemble de la méthode sur différents pixels. La figure IV.23 présente le cas du pixel B2 de coordonnées (43 ; 238) au-dessus de Weihenstephan, et du pixel (334 ; 325) sur l'océan. On note que les valeurs de ρ_g et ρ_c encadrent bien les valeurs de ρ estimées avec la relation (IV. 41). Cependant, nous notons que pour les faibles angles zénithaux, la limite maximale donnée par ρ_c n'est pas atteinte par ρ . Disposant de mesures *in situ* sur Weihenstephan, nous avons alors comparé l'estimation du rayonnement global avec les mesures pour différentes gammes d'angles solaires. Les comparaisons montrent qu'en effet, pour des angles zénithaux compris entre 25° et 40°, il n'existe pas de cas aussi nuageux que pour des angles avoisinant 70°. La limite donnée par ρ_c est donc validée puisqu'elle correspond bien aux cas des nuages les plus brillants.

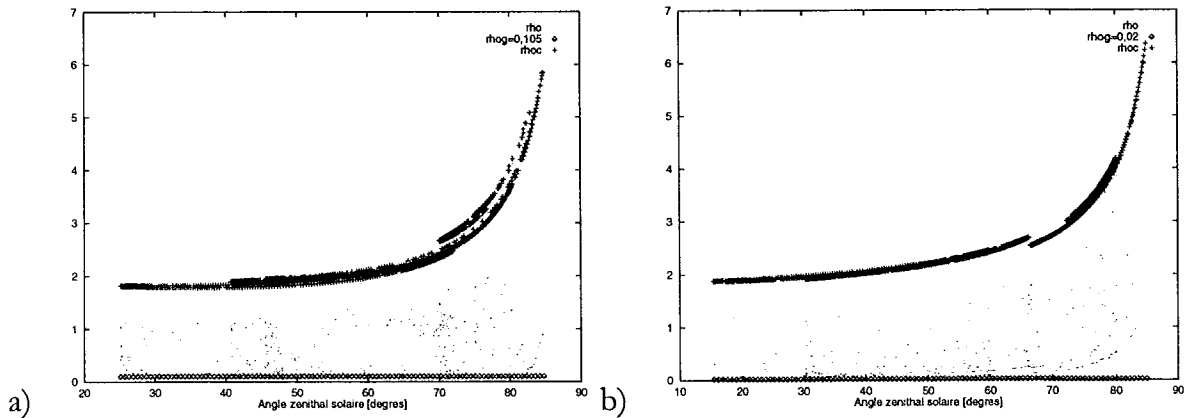


Figure IV.23. Valeurs de ρ , ρ_g et ρ_c pour a) Weihenstephan, pixel B2 de coordonnées (43 ; 238) b) l'océan, pixel B2 de coordonnées (334 ; 325).

IV.4.3. Conclusion

Nous avons proposé deux approches pour déterminer le paramètre ρ_g nécessaire dans la méthode Heliosat. La première approche propose de décrire l'évolution de l'albédo apparent en fonction de l'angle solaire à l'aide d'une fonction du rapport du rayonnement diffus sur le rayonnement direct par ciel clair. En utilisant le modèle ESRA pour l'estimation des rayonnements direct et diffus par ciel clair, nous avons tenté de déduire des observations satellites l'albédo apparent du sol au zénith et le trouble de Linke. Si cette approche semble satisfaisante pour modéliser le comportement de l'albédo du sol en

fonction de l'angle zénithal solaire, la détermination du trouble de Linke est par contre contestable.

La seconde approche corrige l'albédo apparent de la contribution atmosphérique, en utilisant des formulations explicites de la luminance et de la transmittance atmosphériques. Notons d'ailleurs que nous avons ici tiré parti de la modélisation du rayonnement par ciel clair étudié dans le paragraphe IV.2. En effet, le modèle ESRA, permettant de modéliser séparément les contributions du rayonnement direct et diffus par ciel clair, nous a permis d'exprimer de façon analytique la luminance intrinsèque de l'atmosphère ainsi que sa transmittance. Cette seconde approche est plus satisfaisante car elle utilise une expression reconnue des processus atmosphériques. En outre, elle offre l'avantage de connaître la véritable valeur de l'albédo de surface, ce qui n'était pas possible jusqu'à présent.

Le calcul de ρ_c se fait également en utilisant l'expression de la luminance et de la transmittance atmosphériques, en émettant l'hypothèse que la valeur maximale de l'albédo des nuages égale à 0,9. Les comparaisons avec des mesures au sol ont confirmé cette hypothèse.

Le gain de cette nouvelle approche en termes de précision sur l'estimation du rayonnement global est difficile à chiffrer, car ρ_g et ρ_c ne sont que des intermédiaires de calcul. Cependant, ces paramètres influencent directement la précision de l'estimation du rayonnement global. Une modélisation plus fine de ρ_g et ρ_c mènera donc à une meilleure estimation de l'éclairement global. Par ciel clair, l'estimation du rayonnement global sera sensible à la précision des paramètres ρ_g et ρ_c , alors que l'estimation du rayonnement par ciel couvert sera surtout sensible à la précision du paramètre ρ_c . Notons que la précision de ρ_c exerce une forte influence sur le biais de l'éclairement global estimé : une sous-estimation de ρ_c entraînera une sous-estimation du rayonnement global de la même quantité relative environ (Iehlé *et al.*, 1997).

Toutefois, les gains attendus théoriquement par ces améliorations de la modélisation des paramètres ρ_g et ρ_c peuvent être atténués par l'introduction du trouble de Linke. Ce dernier peut constituer une source d'erreur supplémentaire par rapport à la méthode Heliosat-1. Les erreurs relatives maximales dues à l'estimation du trouble de Linke sont d'environ 15 % sur l'estimation de ρ_g et sont négligeables sur l'estimation du ρ_c . Ces erreurs sont observées pour des grandes valeurs du trouble de Linke et ne se répercutent pas systématiquement sur l'estimation du rayonnement global, puisque ρ_g est estimé à partir des valeurs d'albédo minimales, donc pour des petits troubles atmosphériques.

On notera enfin que d'un point de vue opérationnel, ces modélisations de ρ_g et ρ_e , et en particulier la détermination de la luminance et de la transmittance de l'atmosphère nécessitent la connaissance du trouble de Linke et de l'altitude pour chaque pixel du champ de vue Meteosat. Mais ceci ne constitue pas une contrainte supplémentaire, puisque cette connaissance était déjà rendue nécessaire par le choix du modèle de ciel clair ESRA pour déterminer le rayonnement global, G , suivant la relation $G = K_c G_o$. L'implémentation de ces nouvelles méthodes ne fait qu'appuyer l'importance du trouble de Linke pour la détermination du rayonnement global par ciel clair. En revanche, elle démontre que ce paramètre est suffisant pour décrire l'état optique de l'atmosphère claire dans la bande spectrale qui nous intéresse. Nous avons vu précédemment différentes possibilités pour obtenir des valeurs du trouble de Linke sur l'ensemble du globe.

S'il est difficile de chiffrer le gain en termes de précision, le gain en termes de robustesse et d'opérationnalité est immédiatement quantifiable. En effet, la méthode est maintenant plus fiable et robuste car basée sur des expressions reconnues utilisant des formulations explicites de la luminance intrinsèque de l'atmosphère et de sa transmittance. Ces expressions sont moins empiriques et sont définies pour tout site géographique. Les améliorations opérationnelles sont également importantes puisqu'une seule carte d'albédo du sol par mois sera suffisante, ou une seule carte réactualisée dans le cas d'une application en temps réel. Cela représente un gain notable par rapport aux versions précédentes de la méthode Heliosat qui nécessitaient le calcul d'une carte d'albédo du sol pour chaque slot de la journée.

A l'instar des autres versions de la méthode Heliosat, nous rencontrons cependant une limitation lorsque le soleil descend sur l'horizon. La méthode reste applicable pour de grands angles solaires zénithaux, mais au-delà des angles 75° - 78° , il faudra accepter des erreurs plus grandes.

Chapitre V

Vers un accès aux données : Le projet HelioClim

Pour atteindre l'objectif de fournir une climatologie adaptée aux besoins de l'utilisateur, il est nécessaire de s'interroger sur les méthodes d'accès qu'aura l'utilisateur pour consulter la base de données. L'un des moyens privilégié de nos jours est l'utilisation d'Internet.

V.1. NTIC

Sous cet acronyme « NTIC » se cachent de formidables possibilités d'accéder à l'information, qui influencent déjà ou qui vont fortement influencer tant notre vie de tous les jours que de nombreux secteurs professionnels. Les Nouvelles Technologies de l'Information et de la Communication, les NTIC, sont constituées de la convergence de deux mondes en pleine ébullition, que sont les sciences de l'information et les télécommunications. Ceci explique peut-être l'ampleur croissante que prennent les NTIC dans notre vie.

Dans le chapitre I, nous avons soulevé quelques difficultés rencontrées dans les domaines scientifiques concernés par le rayonnement solaire, que nous rappelons ci-dessous :

- il existe un très fort besoin pour l'information sur le rayonnement solaire pour plusieurs communautés d'utilisateurs déjà énumérées,
- l'information actuellement disponible ne coïncide pas avec les besoins des utilisateurs,
- d'importants bénéfices pourraient être acquis par les utilisateurs si l'information pertinente était plus facilement disponible.

Les NTIC permettent justement de répondre à ces difficultés, notamment par l'utilisation :

- du traitement d'image pour estimer le rayonnement solaire reçu en tout point du globe ; nous avons vu dans les chapitres précédents comment une méthode basée sur l'utilisation d'images satellite permet une telle estimation,
- des technologies du web pour disséminer l'information ; cette partie fait plus particulièrement l'objet de ce chapitre.

L'aventure de ces technologies du web commença en 1937 avec l'ARPA (Advanced Research Projects Agency) sous l'impulsion du Ministère de la Défense des Etats-Unis d'Amérique. Leurs travaux se concrétisent à la fin des années soixante quand le réseau Arpanet, reliant les universités américaines, voit le jour : l'ancêtre d'Internet est né. Le caractère militaire de ce réseau s'estompe à la fin des années soixante-dix. Puis, en 1990, suite à un projet visant à relier entre eux les scientifiques et les chercheurs du monde entier, Arpanet s'efface devant Internet, dédié spécifiquement à la recherche civile. Quelques mois plus tard, en 1991, au CERN (Organisation Européenne pour la Recherche Nucléaire), naît le premier système hypermédia intitulé « World Wide Web » (www, 3w, ou « web » désormais défini dans le petit Larousse). Cette interface ouvre Internet au grand public en facilitant la consultation des sites. Internet devient populaire grâce à cet outil qu'est le web : une toile d'araignée de serveurs d'informations reliés les

uns aux autres par des liens physiques (le réseau matériel) et des liens logiques (les liens hypertextes). Et si en 1993, il n'existait qu'une cinquantaine de sites web dans le monde, on en dénombre aujourd'hui près de vingt millions (Netcraft web server survey, août 2000) pour un nombre croissant d'internautes atteignant en septembre 2000 les 360 millions (NUA Internet Survey, 2000).

Techniquement, Internet repose sur une architecture client serveur :

- Côté client, l'internaute dispose d'un navigateur, qui interprète à l'écran des commandes HTML (Hyper Text Markup Language) contenues dans un document accessible sur le web. Le langage HTML est un langage de balises, qui tire son origine du langage SGML (Standard Generalized Markup Language), destiné au web et reconnaissable par les navigateurs. Il permet entre autres de formuler des requêtes et de présenter les résultats à l'écran de manière structurée : les pages HTML constituent ainsi l'interface entre l'utilisateur et l'ordinateur. Le logiciel client ne fait qu'afficher les pages HTML, identifiées de manière unique grâce à leur URL (Uniform Resource Locator). Une URL est l'adresse effective d'une page web, ou bien l'adresse d'un programme gérant les formulaires de demande permettant d'accéder directement à l'information demandée.
- Côté serveur (serveur web, machine distante), on distingue deux processus. Si la requête HTML ne nécessite pas d'informations supplémentaires et qu'elle ne concerne que l'affichage d'une page HTML (on parle alors de pages web « statiques »), le serveur recherche simplement ce document et le renvoie au poste client. Si la requête nécessite plus d'informations (on parle alors de pages web « dynamiques »), le serveur ne se contente plus d'envoyer le contenu du fichier : il doit exécuter des programmes à l'aide d'un langage de script, pour stocker, indexer, ou extraire des données avant de générer une page HTML de résultats ; il peut ainsi appeler n'importe quel autre composant tel qu'une base de données.

En résumé, toute requête (URL saisie dans un navigateur) émise par un poste client (ordinateur connecté à Internet) est interprétée par le serveur web, qui répond soit directement en renvoyant une page HTML, soit en appelant auparavant d'autres ressources.

Enfin, tout comme deux individus qui souhaitent communiquer, un langage est indispensable pour établir les règles d'échange entre les machines : on utilise des « protocoles ». On distingue plusieurs protocoles sur Internet. Parmi eux, le HTTP (Hyper Text Transfer Protocol) est utilisé pour la communication entre le client (navigateur) et le serveur web, et le TCP/IP (Transmission Control Protocol / Internet

Protocol) est un ensemble de protocoles permettant aux serveurs de se connecter à Internet et de communiquer entre eux sur le réseau.

Internet doit en partie son succès à sa simplicité d'accès et à la liberté de naviguer sur le web. Ainsi de plus en plus d'informations de tous types sont véhiculés sur les réseaux. L'interconnexion de ces réseaux permet d'obtenir de façon de plus en plus efficace les informations recherchées que ce soit pour des besoins personnels ou professionnels.

Le succès d'Internet est également assuré au sein de la communauté scientifique. Aujourd'hui, dans la plupart des projets scientifiques, l'échange d'information et la communication des résultats au public intéressé sont considérés comme primordiaux, et constituent souvent un objectif à part entière. Le moyen le plus important adopté pour répondre à cet objectif est l'utilisation des technologies du web. En particulier, et pour tenter de remédier aux difficultés exposées plus haut, l'accès à l'information sur le rayonnement solaire se développe grâce à certaines activités de recherche lancées pour répondre aux besoins spécifiques des utilisateurs. Parmi d'autres existent les projets « Satel-Light » (Fontoynt *et al.*, 1998), « SoDa » (Rigollier *et al.*, 2000 b), et « HelioClim » (Rigollier et Wald, 1999), auxquels est rattachée cette thèse. Les objectifs de ces projets sont tous axés vers l'amélioration de l'accès à la connaissance sur le rayonnement solaire :

- Le projet Satel-Light vise, comme nous l'avons vu précédemment, à établir une base de données de la lumière et du rayonnement naturels, et d'offrir cette base de données aux utilisateurs par l'intermédiaire du web.
- L'objectif du projet SoDa est d'établir un réseau intelligent entre différentes ressources concernant le rayonnement solaire. En interrogeant via Internet ces ressources, le système est alors capable de répondre précisément à la requête formulée par un utilisateur sur son navigateur.
- Quant au projet HelioClim, il a l'ambition d'établir une base de données climatiques du rayonnement solaire couvrant l'Europe, l'Afrique, et l'Océan Atlantique. Cette base de données, établie à partir d'images Meteosat acquises depuis 1985, sera mise à disposition des utilisateurs sur Internet.

On s'étonnera donc moins de trouver dans ce manuscrit de thèse un chapitre consacré à la dissémination de l'information sur le rayonnement solaire sur Internet ; d'autant plus que dans le cadre de cette thèse, nous avons collaboré aux projets cités ci-dessus en développant la méthode Heliosat-2. Nous nous sommes également intéressés à la dissémination de l'information via le web en contribuant au développement de la composante « Helioserve » du projet HelioClim, dont l'objet est la dissémination de l'information. Nous nous sommes particulièrement attardés sur l'accès à la base de données des coefficients d'étalonnage calculés à l'issue du chapitre III.

V.2. Bases de données et SGBD

Avec Internet, l'interconnexion mondiale des ordinateurs a engendré une fabuleuse mine d'informations : la base de données des bases de données. Mais qu'est-ce qu'une base de données ?

Une base de données est un système qui permet d'organiser, de gérer, et de stocker des données de manière logique.

Une base de données s'oppose à un « fichier plat » (un fichier texte, au format ASCII), qui est le mode le plus rustique de rangement de données. Dans un fichier plat, on organise les données en lignes (une par **enregistrement**) et en colonnes (chaque colonne représente un **champ**). Un tel fichier ne nécessite aucun logiciel d'exploitation supplémentaire. Cependant, lorsque la quantité de données traitées devient importante, c'est-à-dire à partir d'un millier d'enregistrements environ (Lo, 2000), les données deviennent difficilement gérables en utilisant des fichiers plats. Les bases de données sont ainsi devenues incontournables.

Nous nous intéressons ici aux bases de données de type relationnel, c'est-à-dire aux bases de données composées d'une collection de données ayant un lien logique entre elles. Il existe d'autres types de bases de données, telles que les bases de données objet ou hiérarchiques.

La première composante d'une base de données de type relationnel est un langage de manipulation logique des données : ce langage de programmation est le SQL (Structured Query Language). Il est dédié spécifiquement aux bases de données et permet d'entrer, de sortir, et de manipuler les données dans la base en créant des structures de données telles que des tables, des enregistrements, et des champs, dont le tableau V.1 donne la terminologie. SQL se présente comme un langage à deux couches :

- le DDL (Data Definition Language) permet de créer (fonction *create*) ou de détruire (*drop*) des bases de données, ainsi que leurs tables, champs, et enregistrements,
- le DML (Data Manipulation Language) permet quant à lui d'interroger (*select from*) et d'exploiter les données : ajouter (*insert into*), supprimer (*delete from*), ou modifier (*update*) des enregistrements.

	Définition
Champ	Plus petit élément insécable d'information. Le contenu du champ ne peut être découpé sans perte de sens de l'information.
Enregistrement	Collection de champs dont l'unité repose sur une ou plusieurs relations. Si on imagine un fichier de données sous la forme d'un tableau, les champs sont les colonnes, les enregistrements les lignes.
Table	Collection d'enregistrements ayant la même structure (même découpage de champs). Il ne faut pas confondre le concept de table (qui impose une structure logique) avec un fichier (qui peut contenir n'importe quoi, stocké n'importe comment).
Base de données	Collection de tables.

Tableau V.1. Extrait de la terminologie des SGBD de type relationnel, Dahan (1997).

L'autre composante d'une base de données relationnelle est un moteur ou SGBD (Système de Gestion de Base de Données), qui interprète les requêtes SQL, les traite, et les exécute. Grâce à ce moteur, il n'y a plus de contraintes de gestion physique (lecture, écriture) des fichiers. Il existe plusieurs SGBD, commerciaux (Oracle, Sybase, Microsoft SQL server, Dbase) ou du domaine public (MySQL, mSQL, Postgres). On communique avec chacun d'entre eux en utilisant un langage dont les fonctionnalités varient selon le SGBD employé, mais dont la syntaxe de base reste la même : il s'agit de la syntaxe SQL.

En bref, pour une base de données de type relationnel, les données sont stockées dans des tables, manipulées grâce aux requêtes SQL. Ces requêtes sont exécutées par un moteur, le SGBD.

V.3. Helioserve : la composante « dissémination de l'information » du projet HelioClim

Comme nous l'avons vu dans la partie V.1., l'objectif du projet HelioClim est d'établir, pour la mettre à disposition des utilisateurs, une base de données du rayonnement solaire à partir d'images Meteosat acquises depuis 1985. Dans cet objectif, le projet HelioClim a été divisé en quatre composantes :

- une chaîne de pré-traitement des images Meteosat, incluant le recalage géométrique des images, la vérification de la qualité des images, et la mise en œuvre de l'étalonnage des images (dont la procédure est décrite dans le chapitre III).
- une méthode d'estimation du rayonnement solaire à partir de ces images Meteosat, qui, suivant les conclusions du chapitre I, est la méthode Heliosat, et dont les améliorations sont décrites dans le chapitre IV.

- une base de données, « HelioData », incluant les paramètres nécessaires pour la méthode tels que les images Meteosat, les coefficients d'étalonnage, les valeurs du trouble de Linke, l'orographie, ainsi que les cartes de rayonnement solaire estimées.
- une composante permettant d'organiser, de gérer, et d'exploiter l'information disponible dans HelioData pour la disséminer aux divers utilisateurs à travers Internet : « HelioServe », le site web du projet.

Dans les chapitres précédents, nous avons ainsi discuté des trois premières composantes du projet. Nous nous intéressons ici à la dernière composante, précisément dédiée à la dissémination de l'information.

Le site web Helioserve (Angles *et al.*, 1998) a été ouvert en novembre 1997 à l'adresse suivante : <http://www-helioserve.cma.fr/>, et héberge déjà plusieurs ressources liées au rayonnement solaire. Il rend accessibles ces ressources aux divers utilisateurs par l'intermédiaire d'Internet.

Ce site offre à l'utilisateur deux fonctionnalités principales qui étaient les suivantes au moment d'écrire cette thèse :

- un **accès aux bases de données** lui permettant de procéder à des requêtes complexes sur ces bases de données.

Mentionnons la base de données du trouble de Linke, qui est unique puisqu'elle offre des valeurs mensuelles du trouble de Linke pour 595 sites d'Europe et d'Afrique (Angles *et al.*, 1999). L'utilisateur peut rechercher les valeurs du trouble de Linke en précisant les coordonnées géographiques du site (latitude, longitude), son numéro de station attribué par l'Organisation Météorologique Mondiale, ou son nom.

- le **lancement d'applications** en lui proposant une simulation numérique à partir des réponses aux requêtes fournies par la base de données.

Le site propose à l'utilisateur d'estimer la valeur du rayonnement reçu au sol par ciel clair pour un lieu donné en utilisant le modèle ESRA détaillé dans le chapitre IV. Les paramètres d'entrée du modèle (latitude, longitude, altitude, trouble de Linke) sont rentrés par l'utilisateur via un formulaire HTML, ou bien extraits directement de la base de données du trouble de Linke si le site fait partie de la base de données.

Le site Helioserve utilise le serveur web Apache, qui présente l'avantage d'être puissant, robuste, stable, et flexible. En outre, il est gratuit : son code source est distribué librement pour Unix et Windows. Ses performances et son utilisation aisée en font le serveur web le plus populaire au monde depuis mai 1996 devant Microsoft et iPlanet (i.e. Netscape). Actuellement, 62 % des sites mondiaux tournent sous Apache (Netcraft web server survey, septembre 2000). Le nom « *Apache* » vient de « *a patchy server* », en raison du mode

de développement par morceaux (patch) de ses premières versions. Bien sûr, Apache est conforme au protocole HTTP, pour la communication entre le navigateur et le serveur.

Helioserve a la caractéristique d'être un site à architecture ouverte, c'est-à-dire qu'il permet l'ajout de nouvelles applications, de nouveaux modules, ou de nouvelles bases de données. De nombreux efforts sont d'ailleurs en cours pour enrichir les services offerts par Helioserve. La base de données des coefficients d'étalonnage, que nous détaillerons au paragraphe V.4, a notamment été ajoutée au cours de cette thèse. Par ailleurs, nous avons procédé à la modification du modèle de ciel clair.

V.4. Base de données des coefficients d'étalonnage

En ce qui concerne le site Helioserve, nous nous sommes particulièrement occupés de la création de la base de données des coefficients d'étalonnage et de leur accès par le web.

Les coefficients d'étalonnage décrits dans le chapitre III sont présentés sur le web dans le but d'une large dissémination auprès de la communauté scientifique. Cependant la construction d'une base de données pouvant être utilisée via Internet nécessite plusieurs étapes pour passer de données non structurées au format ASCII (« fichiers plats » réalisés à l'issue du chapitre III) vers des données structurées propres aux bases de données. En effet, la complexité, la taille, ou l'hétérogénéité du format des jeux de données nécessitent une certaine préparation de la base de données pour sa mise « en ligne » sur le web. Pour permettre à l'utilisateur d'utiliser cette base de données et d'en extraire l'information pertinente, il est nécessaire de construire une interface utilisateur pour l'accès à la base de données. Les étapes de cette construction sont détaillées ci-dessous.

Le SGBD choisi dans Helioserve pour permettre de construire, gérer, et faire des requêtes sur la base de données des coefficients d'étalonnage est MySQL. MySQL est un SGBD qui fonctionne sur de nombreux systèmes d'exploitation (dont UNIX) et dont le code source est disponible gratuitement. Ce logiciel supporte les bases de données de type relationnel et le langage d'interrogation SQL. Il offre de bonnes performances, essentiellement en terme de robustesse, facilité d'utilisation et rapidité. Il est en fait dérivé du SGBD mSQL qui, d'après les auteurs de MySQL, n'était pas assez rapide pour gérer d'importantes bases de données. Des tests réalisés avec MySQL ont montré que le SGBD pouvait gérer jusqu'à près d'un million d'enregistrements (Lo, 2000).

Avec cet outil, les coefficients d'étalonnage initialement contenus dans un fichier plat (avec des champs séparés par des séparateurs appropriés et des enregistrements séparés

par des séparateurs de ligne) sont importés pour créer une base de données au format SQL. Pour cela, il faut déclarer une table intégrant les divers champs de la base (détaillés dans le tableau V.2) à travers l'interface de MySQL (fonction *create table*), puis ingérer le fichier plat dans MySQL (fonction *load data infile ... into table*). Ainsi, les valeurs des coefficients et d'autres paramètres utiles sont stockés dans le SGBD MySQL. Une fois cette base de données créée, on peut l'interroger par des requêtes avec MySQL. Ces différentes étapes sont représentées sur la figure V.1.

Champ	Type de variable
indice temporel (indice interne au traitement des données)	entier
année (1985 à 1997)	entier
jour julien	entier
indice de changement de capteur (indique l'heure du changement s'il y a lieu)	entier
indice d'interpolation (s'il n'y a pas d'image pour ce jour, la donnée a été interpolée)	entier
I (éclairage solaire extraterrestre arrivant sur le capteur)	réel double précision
a	réel double précision
b	réel double précision
CN nuit	entier

Tableau V.2. Champs de la base de données des coefficients d'étalonnage. Chaque enregistrement correspond à un jour et inclut tous ces champs.

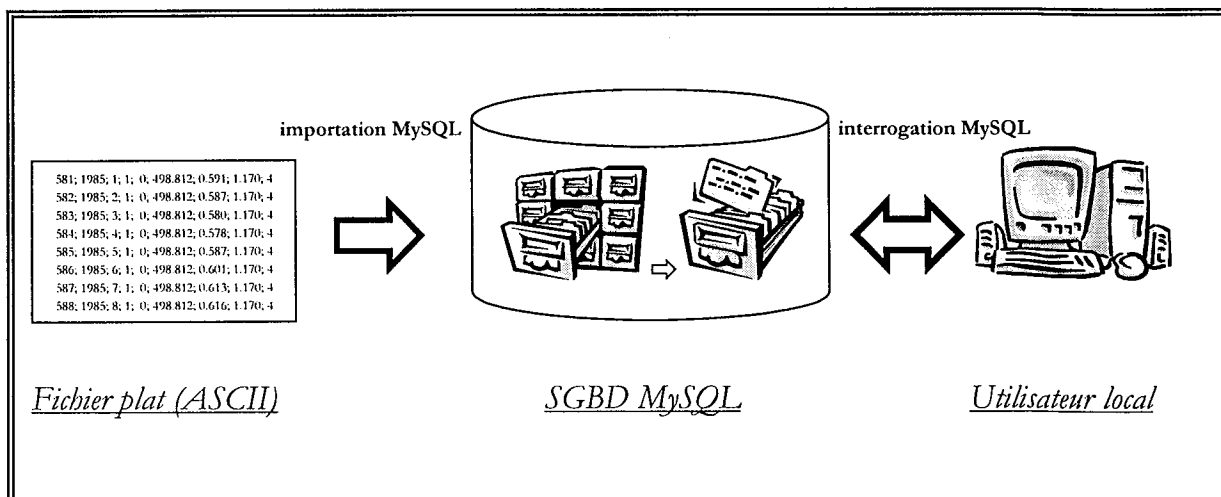


Figure V.1. Importation du fichier plat dans la base de données, puis interrogation par le SGBD.

A ce stade, on dispose d'une base de données structurée que l'on peut modifier ou interroger librement à l'aide des fonctions du langage SQL. Cependant, cette base de données n'est accessible que sur la machine où elle est présente : il reste donc à la rendre consultable à travers le web. Il faut alors établir des liens entre l'utilisateur et la base de données, que nous allons créer en utilisant le langage HTML et un langage de script : le PHP.

Le langage HTML permet en effet de réaliser une interface entre le web et l'utilisateur en développant des formulaires de saisie. De son côté, l'utilisateur va ainsi pouvoir faire des requêtes par l'intermédiaire de ces formulaires. Ce même langage permettra de présenter les résultats à l'utilisateur dans d'autres pages HTML.

Il reste enfin à trouver un outil pour établir un lien entre ces pages HTML et la base de données gérée par MySQL. L'outil choisi sur Helioserve est le langage de script PHP (version 3.0). Le langage PHP est un langage de script dédié au développement de pages web dynamiques qui permet d'intégrer des instructions de programmation puissantes directement dans du code HTML. Un script PHP peut analyser les données soumises par un formulaire HTML, communiquer avec la base de données et, si nécessaire, effectuer des calculs complexes dans le même temps. Le code source du langage est directement compilé comme un module du serveur web Apache et exécuté à l'intérieur même du serveur : l'exécution des scripts PHP est donc très rapide. Si l'on ajoute à ses performances, l'avantage dû au fait que son code source est lui aussi disponible gratuitement sur le site PHP, on comprend mieux pourquoi il a été choisi sur Helioserve. En outre, le langage PHP permet de communiquer avec différents SGBD, dont MySQL, par une série de fonctions (telles que *mysql_connect*, *mysql_result*,...) qui ouvrent la base de données et soumettent les requêtes au SGBD.

Nous avons vu que les instructions PHP s'intègrent directement dans du code HTML. Comment distinguer alors ces requêtes PHP des instructions HTML ? A l'instar des instructions HTML, elles commencent et se terminent par des balises : `<` et `>`, auxquelles on rajoute un point d'interrogation : `<? et ?>`. Tout le texte compris à l'intérieur de ces balises est directement interprété par l'analyseur PHP du serveur Apache. Le reste, contenu dans les balises HTML, sera envoyé directement au navigateur, sans aucune intervention de l'analyseur PHP.

Ainsi, lorsqu'un utilisateur fait une requête sur Helioserve à travers une page HTML, le serveur Apache exécute le script PHP, qui va chercher les valeurs demandées par l'utilisateur (stockées dans la base de données) à l'aide du SGBD MySQL. Les données sont alors envoyées à l'utilisateur et éditées dans une page HTML. Ces différentes étapes sont schématisées sur la figure V.2, qui résume l'ensemble des relations existant entre client, serveur, et SGBD.

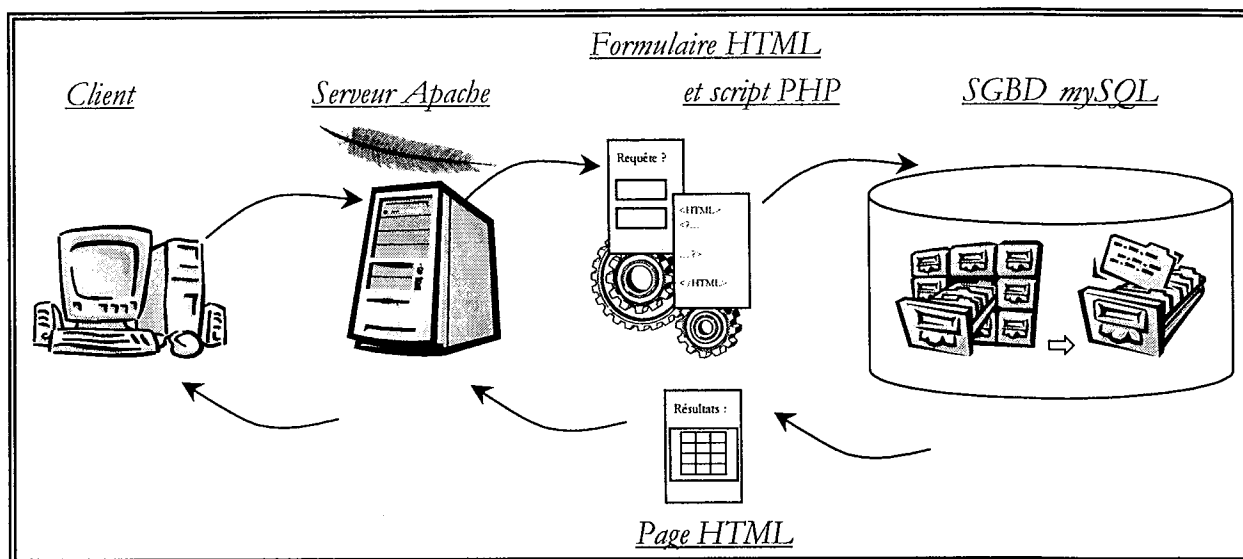


Figure V.2. Relations client, serveur, SGBD, lors d'une requête sur les coefficients d'étalonnage.

Pour permettre à l'utilisateur d'exprimer sa requête, il est nécessaire de réaliser un formulaire HTML. Le formulaire présenté à l'utilisateur se connectant sur le site Helioserve pour chercher des coefficients d'étalonnage du satellite Meteosat est présenté sur la figure V.3. Il a été construit pour permettre à l'utilisateur deux types de requêtes différentes. D'une part, il propose à l'utilisateur une étude sur un jour défini, d'autre part l'utilisateur peut connaître les coefficients d'étalonnage sur une période. Dans les deux cas, il suffit qu'il saisisse les dates qui l'intéressent. La requête est ensuite analysée et traitée selon le schéma expliqué précédemment.

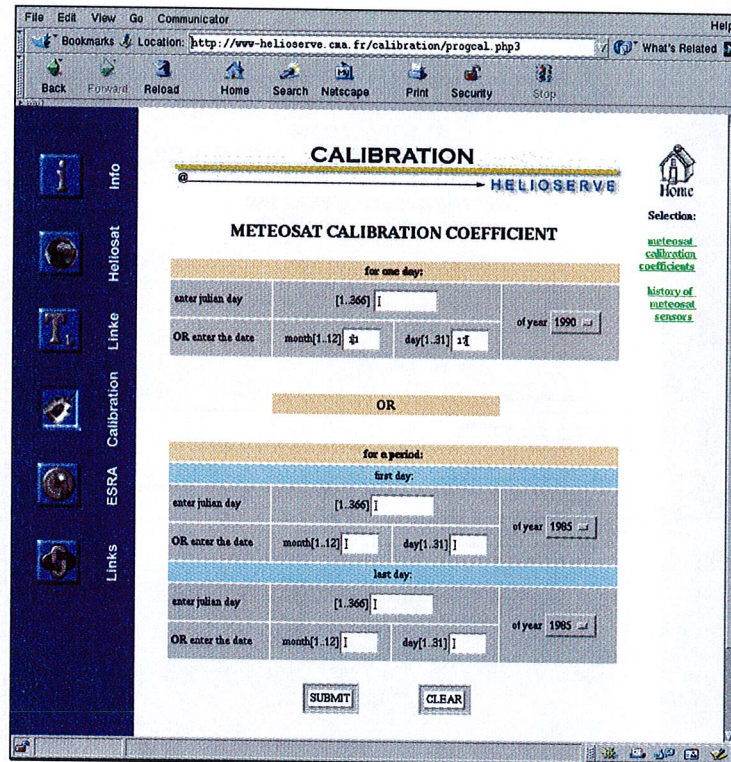


Figure V.3. Formulaire de requête du site Helioserve pour l'interrogation de la base de données des coefficients d'étalonnage.

Deux interfaces différentes sont générées en fonction de la requête : elles sont présentées dans la figure V.4 pour la première requête (coefficients d'étalonnage pour un jour donné) et dans la figure V.5 pour la seconde requête (coefficients d'étalonnage sur une période). Elles ont été construites en tenant compte des besoins des utilisateurs. Ainsi, pour la requête sur un jour donné, la page HTML n'offre pas uniquement les coefficients d'étalonnage appropriés, mais présente un tableau permettant à l'utilisateur de connaître directement la luminance observée pour chaque compte numérique d'une image Meteosat. Ce calcul est ordonné par le script PHP correspondant à cette requête. Pour la seconde requête, la page HTML présente un tableau dont chaque ligne donne les coefficients d'un jour donné. Il y aura donc autant de lignes que de jours dans la période demandée. Ce tableau présente également des statistiques (moyenne, écart type) sur la période considérée, qui ont été calculées par le script PHP correspondant à cette seconde requête. Chacune des pages offre également à l'utilisateur des informations qui lui permettent de savoir si les coefficients d'étalonnage du jour ont été interpolés (ce cas se présente lorsqu'il n'y avait pas d'images disponibles lors de la procédure d'étalonnage) ou, s'il y a eu un changement de capteur Meteosat (ce qui peut expliquer de brusques variations des coefficients), et à quelle heure il s'est produit.

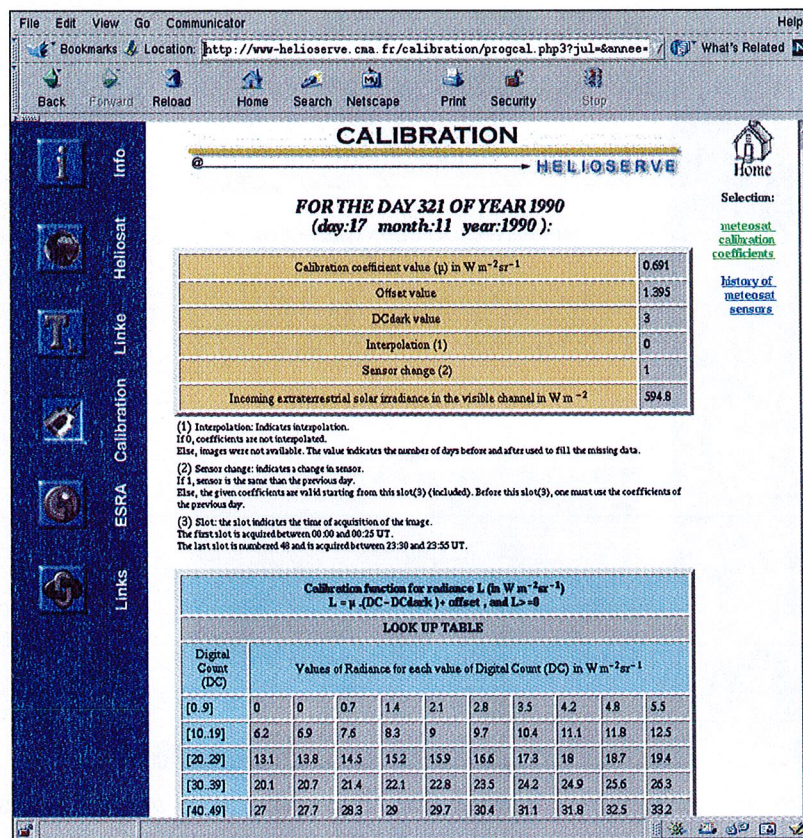


Figure V.4. Page HTML présentant les résultats de la requête sur la base de données des coefficients d'étalonnage pour un jour donné.

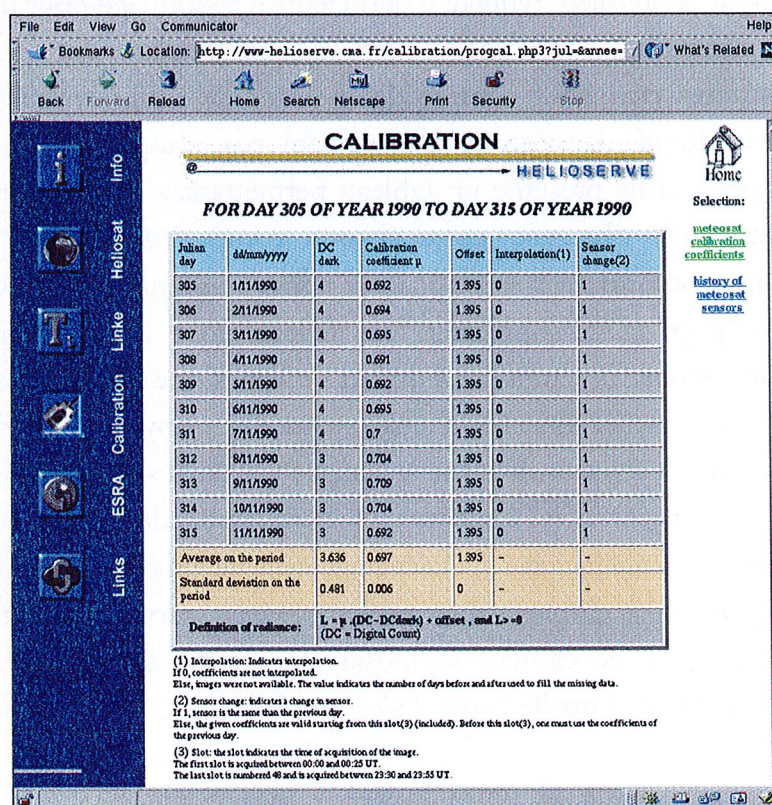


Figure V.5. Page HTML présentant les résultats de la requête sur la base de données des coefficients d'étalonnage pour une période.

V.5. Conclusion et perspectives

Le projet HelioClim a l'ambition de répondre à la demande des utilisateurs concernant l'information sur le rayonnement solaire. Pour accomplir ce projet, il est indispensable tout d'abord de trouver une méthode pour estimer le rayonnement solaire reçu au sol pour une zone définie, puis de permettre aux utilisateurs d'accéder à ces informations. La première étape a fait l'objet des chapitres précédents. Ce chapitre, consacré à la seconde étape, a montré les possibilités offertes par les NTIC, et en particulier par les technologies du web, pour mettre l'information à disposition d'un grand nombre d'utilisateurs. Ces technologies, couplées à l'usage de bases de données, permettent de disséminer l'information de façon structurée et attractive. Nous avons montré par exemple comment les coefficients d'étalonnage calculés à l'issue du chapitre III sont disséminés sur le web, et comment un utilisateur peut aisément accéder à la base de données pour l'interroger.

Les outils discutés ici, sont actuellement utilisés pour des développements ambitieux dans le cadre du projet SoDa. Diverses ressources concernant le rayonnement solaire, incluant Helioserve, localisées en différents endroits en Europe, peuvent être accédées par une requête HTML / PHP. Cette requête ira chercher l'information nécessaire à son accomplissement dans les ressources appropriées. Un exemple est l'estimation du rayonnement par ciel clair à l'aide du modèle ESRA. Une fois les coordonnées géographiques fixées par l'utilisateur, le système SoDa effectue une requête vers un premier site pour récupérer l'altitude du site, puis vers un second site (en l'occurrence Helioserve) pour obtenir le trouble de Linke. Ces informations sont ensuite transmises via une autre requête à un troisième site (Helioserve) qui va effectuer le calcul d'estimation du rayonnement par ciel clair. Les résultats mis en forme dans des pages HTML sont renvoyés vers le système SoDa qui les présente à l'utilisateur. Un autre exemple du système SoDa, permettant d'obtenir le bilan radiatif en un site donné, est présenté dans la figure V.6.

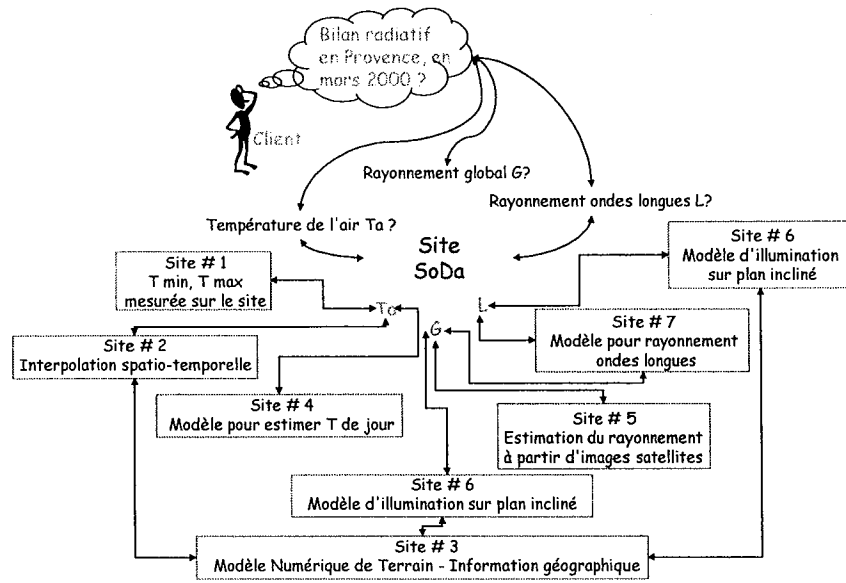


Figure V.6. Exemple du système SoDa permettant de déduire le bilan radiatif en un site donné.

Chapitre VI

Conclusion

La mise en œuvre d'une procédure d'étalonnage, le choix d'un modèle de ciel clair plus précis, l'introduction d'une meilleure relation entre indice d'ennuagement et indice de ciel clair, l'implémentation d'une méthode plus robuste pour la détermination de l'albédo du sol et des nuages, constituent autant d'éléments pour contribuer à l'amélioration de la méthode Heliosat, que ce soit en termes de précision, d'opérationnalité, ou de robustesse. Forte de ces améliorations, la méthode Heliosat-2 constitue ainsi une base solide pour l'élaboration d'une base de données climatiques du rayonnement solaire.

Mais quel est l'avenir de la méthode Heliosat-2 avec l'arrivée des images des satellites de la Seconde Génération ?

VI.1. Bilan du travail effectué

Nous pouvons dégager de ce travail de thèse différents apports scientifiques.

Nous avons tout d'abord étudié, critiqué, puis mis en œuvre une procédure d'étalonnage des données du canal visible de Meteosat. Cette procédure détermine un couple de coefficients d'étalonnage pour chaque jour, permettant de déduire la luminance correspondant à chaque compte numérique de l'image. Cette procédure, applicable à d'autres systèmes satellites, est efficace et d'une précision comparable à celles des autres méthodes trouvées dans la bibliographie. L'un des apports principaux de cette étude réside dans le fait qu'elle permet la construction de séries temporelles à grande échelle, nécessaires notamment pour des études sur le climat, la végétation, ou les changements globaux.

Nous avons testé et validé un modèle de ciel clair, pour l'introduire dans la méthode Heliosat. Le modèle « ESRA », conçu pour la réalisation de la quatrième édition de l'atlas européen de rayonnement solaire, se montre plus performant que d'autres modèles en prenant en compte outre la hauteur du soleil, la turbidité de l'atmosphère et l'altitude du site, qui sont des paramètres influençant fortement le rayonnement par ciel clair.

Nous avons établi une relation plus performante entre l'indice d'ennuagement et l'indice de ciel clair pour améliorer la précision des améliorations donnée par la méthode Heliosat.

Nous avons implanté un modèle plus robuste pour le calcul de l'albédo du sol et des nuages les plus brillants en utilisant une formulation explicite de la luminance intrinsèque de l'atmosphère et de sa transmittance. Celles-ci ont pu être modélisées de façon satisfaisante en utilisant le modèle de ciel clair étudié précédemment.

Enfin, nous avons participé à la mise à disposition des informations extraites de cette étude (modélisation du rayonnement par ciel clair et étalonnage des images Meteosat) à l'ensemble de la communauté scientifique en utilisant les NTIC (Nouvelles Technologies de l'Information et de la Communication).

Dans ce travail, nous avons donc contribué à améliorer la méthode Heliosat-1. Nous l'avons premièrement améliorée en termes de **robustesse**, en incluant des formulations plus explicites au regard des phénomènes physiques, notamment pour l'estimation des différents albédos nécessaires dans la méthode Heliosat. Deuxièmement, nous l'avons améliorée en termes d'**opérationnalité**, puisque nous pouvons maintenant nous affranchir des changements de capteurs au cours du temps grâce à la mise en œuvre de la

procédure d'étalonnage. Cette procédure permet également une couverture spatiale élargie, puisque les données de Meteosat pourraient également être comparées avec celles d'autres satellites géostationnaires, tels que GOES, INSAT, GMS, ou GOMS, à condition que leurs données soient également étalonnées. On pourrait donc envisager d'utiliser ces satellites pour réaliser une cartographie mondiale du rayonnement solaire. L'approche permettant de déterminer les albédos contribue de plus à l'amélioration du côté opérationnel de la méthode, car il n'est désormais plus nécessaire d'évaluer une carte d'albédo planétaire pour chaque slot de la journée. Enfin, bien que ce gain n'ait pas été chiffré, nous avons apporté une amélioration de la méthode Heliosat en termes de **précision**. Nous avons en effet montré que l'introduction du modèle de ciel clair, faisant intervenir le trouble de Linke et l'altitude du site, apporte une estimation plus précise du rayonnement par ciel clair, entraînant nécessairement une modélisation plus précise du rayonnement global. Par ailleurs, la relation entre l'indice d'ennuagement et l'indice de ciel clair représente mieux le transfert radiatif, surtout pour des ciels couverts, et participe à l'amélioration de la précision de la méthode Heliosat.

Nous avons donc présenté dans ce travail les éléments nécessaires à la mise en œuvre de la méthode Heliosat, afin d'élaborer une climatologie du rayonnement solaire à partir des archives Meteosat. La méthode Heliosat-2 nous paraît en effet suffisamment précise, robuste, et fiable pour constituer une base solide et pour être appliquée à l'ensemble de l'archive Meteosat.

Le trouble de Linke et l'altitude du site, désormais nécessaires dans la méthode Heliosat, n'étant pas des paramètres dérivables de l'imagerie Meteosat, se pose le problème de leur détermination. Nous avons vu comment obtenir ces paramètres, soit à l'aide de base de données, soit à l'aide de modèles globaux. Si le trouble de Linke permet une meilleure modélisation du transfert radiatif par ciel clair, il a cependant l'inconvénient d'introduire une contrainte supplémentaire pour la mise en œuvre de la méthode, ainsi qu'une éventuelle source d'erreur.

Avant d'utiliser cette méthode pour élaborer une climatologie du rayonnement solaire, comme il est envisagé dans le cadre de projets tels que HelioClim, il reste à évaluer la précision de cette nouvelle méthode Heliosat-2 et à quantifier le gain apporté par rapport à la méthode Heliosat-1, en comparant les estimations obtenues à partir des images Meteosat avec des mesures au sol.

Enfin, cette climatologie pourra être mise à disposition des utilisateurs en exploitant les NTIC. Nous pourrions alors répondre à l'important besoin d'informations sur le rayonnement solaire que nous avons constaté en offrant aux différentes communautés d'utilisateurs un accès facilité à l'information recherchée.

VI.2. L'avènement des données de la Seconde Génération

Exploité avec succès depuis novembre 1977, le système Meteosat actuel est basé sur une technologie du début des années soixante-dix. Afin de donner un nouvel élan au programme météorologique européen et d'améliorer les performances des observations météorologiques faites à partir d'observations géostationnaires sur l'Europe et l'Afrique, le programme MSG (Meteosat Seconde Génération) a été engagé dès 1994 conjointement par l'Agence Spatiale Européenne (ESA) et Eumetsat. Les satellites de la Seconde Génération seront d'un concept plus performant, et présenteront des améliorations majeures par rapport à la première série. Des efforts particuliers ont notamment été portés sur MSG afin d'améliorer la mission d'imagerie tout en lui associant une nouvelle mission d'analyse des masses d'air, appelée « pseudo-sondage ». Une des principales caractéristiques de MSG sera donc un nouveau radiomètre imageur visible et infrarouge amélioré, baptisé « SEVIRI » (Spinning Enhanced Visible and Infra Red Imager). Celui-ci fournira toutes les quinze minutes des images dans douze canaux spectraux (tableau VI.1), au lieu des images semi-horaires fournies par Meteosat dans trois canaux spectraux. Grâce à ce radiomètre, la mission d'imagerie et de pseudo-sondage produira environ vingt fois plus d'informations que Meteosat (Ratier, 1999).

Canal	Longueur d'onde centrale	Largeur de bande
HRV		0,5 – 0,9 μm
VIS 0,6	0,635 μm	0,56 – 0,71 μm
VIS 0,8	0,81 μm	0,74 – 0,88 μm
NIR 1,6	1,64 μm	1,50 – 1,78 μm
IR 3,9	3,92 μm	3,48 – 4,36 μm
WV 6,2	6,25 μm	5,35 – 7,15 μm
WV 7,3	7,35 μm	6,85 – 7,85 μm
IR 8,7	8,70 μm	8,30 – 9,10 μm
IR 9,7	9,66 μm	9,38 – 9,94 μm
IR 10,8	10,8 μm	9,80 – 11,80 μm
IR 12,0	12,0 μm	11,00 – 13,00 μm
IR 13,4	13,40 μm	12,40 – 14,40 μm

Tableau VI.1. Description des canaux du radiomètre imageur SEVIRI de MSG (Ratier, 1999).

Chaque canal de l'instrument SEVIRI (tableau VI.1) offrira ses propres avantages :

- le canal HRV est mis en œuvre pour le suivi du programme Meteosat actuel, il s'agit en effet du canal visible de Meteosat avec une meilleure résolution spatiale,
- les deux canaux visibles VIS 0,6 et VIS 0,8 seront un atout pour la détection et la caractérisation des nuages, des surfaces terrestres et océaniques, et des aérosols,

- le canal *NIR 1,6* permettra de discriminer la neige des nuages, les nuages de vapeur d'eau des nuages de glace, et fournira également des informations sur les aérosols,
- le canal *IR 3,9* permettra d'une part la détection des nuages bas et du brouillard, et d'autre part la détermination des températures du sol de nuit,
- les canaux *WV 6,2* et *WV 7,3*, comme le canal vapeur d'eau de Meteosat, permettront d'observer la vapeur d'eau et potentiellement le vent,
- le canal *IR 8,7* donnera des informations sur les nuages fins de type cirrus et sur la discrimination entre nuages de vapeur d'eau et nuages de glace,
- le canal *IR 9,7*, canal d'absorption de l'ozone, sera utilisé de manière expérimentale pour le suivi du contenu en ozone, qui devrait être représentatif des mouvements du vent dans la basse stratosphère,
- les canaux *IR 10,8* et *IR 12,0* permettront de mesurer la température de la surface de la terre et du sommet des nuages,
- le canal *IR 13,4*, canal d'absorption du dioxyde de carbone, permettra de mieux estimer l'altitude des nuages semi-transparents, tels que les cirrus.

Ainsi MSG pourra offrir de plus grandes capacités par rapport à Meteosat. Tout d'abord, la rapidité d'acquisition des images offrira un accès plus rapide et plus fréquent aux données atmosphériques, ce qui sera fort utile pour des activités de prévision météorologique ou pour des études en temps réel. La discrimination des nuages sera facilitée ; en particulier le canal *NIR 1,6* permettra de distinguer les nuages de la neige. De plus, la résolution spatiale sera plus fine : 1 km au nadir pour le canal HRV, et 3 km pour les autres canaux. Enfin, les canaux de SEVIRI permettront une meilleure description de la structure verticale de l'atmosphère et de sa stabilité, en déterminant notamment la température et l'humidité de différentes couches atmosphériques : il s'agit de la capacité de pseudo-sondage.

Le programme MSG comprend trois satellites géostationnaires. Le lancement de MSG-1 par Arianespace est actuellement prévu pour fin janvier 2002, celui de MSG-2 suivra 18 mois plus tard pour fournir un système opérationnel de deux satellites. Enfin, MSG-3 sera lancé quatre ans après MSG-2, ou bien lorsque ce sera nécessaire (fin de vie de MSG-1) pour maintenir un service continu pendant au moins une douzaine d'années.

Quel sera l'impact de ces données de Seconde Génération sur l'estimation du rayonnement solaire à partir d'images satellitales ?

Tout d'abord, quelles que soient les innovations que pourrait apporter l'utilisation de données de satellites de la Seconde Génération, l'utilité de la méthode Heliosat-2 et des travaux présentés ici ne seraient pas à remettre en cause. En effet, pour établir une climatologie du rayonnement solaire, il est nécessaire de traiter les archives des images

Meteosat déjà acquises, et des images Meteosat en cours d'acquisition, puisque le système MSG ne sera pas opérationnel avant 2002.

Cependant, il paraît évident que la disponibilité de paramètres représentant l'état de l'atmosphère permettra une évolution des méthodes d'estimation du rayonnement solaire.

La méthode Heliosat, comme la plupart des méthodes d'estimation du rayonnement solaire à partir d'images satellitales à large bande spectrale, souffre de l'absence d'informations sur les propriétés atmosphériques. Bien que nous ayons tenté d'inclure dans la méthode Heliosat-2 des approches faisant appel à des formulations plus explicites au regard des phénomènes physiques, le manque de données sur l'état de l'atmosphère a limité ces approches, et il était parfois nécessaire de faire appel à des raisonnements semi-empiriques. La précision de la méthode s'en trouve certainement affectée. En particulier, l'état optique de l'atmosphère claire est essentiellement décrit par le trouble de Linke dans la méthode Heliosat-2. La méthode qui sera utilisée sur les données de la Seconde Génération pourra bénéficier d'estimations par satellite des profils atmosphériques de température, de vapeur d'eau, et des caractéristiques des aérosols (type et contenu).

Les possibilités offertes par l'utilisation des données de MSG sont accrues, puisque pour la première fois, la détermination des paramètres atmosphériques les plus importants sera possible à partir d'une plate-forme satellitale. Par exemple, la disponibilité d'informations sur la vapeur d'eau, les aérosols, et l'ozone permettra certainement de déterminer le trouble de Linke, aboutissant à une meilleure modélisation du rayonnement par ciel clair, et par là de l'albédo du sol. Par ailleurs, les informations avancées des différents canaux permettront de mieux estimer l'albédo des nuages, et de ne plus confondre neige et nuages grâce aux informations du canal *NIR 1,6*. Le principe de la méthode Heliosat sera peut-être à revoir entièrement, puisqu'il sera alors envisageable d'inclure dans la méthode d'estimation choisie une modélisation des processus optiques et du transfert radiatif. Cependant, la méthode que nous avons proposée paraît être une base solide à la mise en place d'une méthode utilisant les données de MSG. En effet, nous avons basé notre approche sur des formulations explicites des rayonnements direct et diffus par ciel clair, qui seront d'autant mieux modélisés que les informations disponibles sur l'état de l'atmosphère seront précises. Notons par ailleurs que la procédure d'étalonnage présentée dans ce travail reste valide et nécessaire pour les images MSG, puisque comme pour Meteosat, il n'existera pas d'étalonnage à bord pour les canaux visibles (*HRV*, *VIS 0,6* et *VIS 0,8*) et proche-infrarouge (*NIR 1,6*). En outre, les hypothèses de stationnarité faites pour l'élaboration de la méthode d'étalonnage restent vérifiées pour MSG.

Les données qui seront offertes par les satellites de la Seconde Génération permettront sans aucun doute une estimation plus précise du rayonnement solaire, qui pourra être

déterminé pour des échelles spatiales plus fines que ce qui est proposé actuellement. Ainsi, la résolution spatio-temporelle accrue de MSG permettra d'obtenir plus fréquemment des données climatiques détaillées sur l'Europe, l'Afrique, et l'Océan Atlantique. En mettant ces données à disposition des divers utilisateurs, qui seront alors mieux renseignés, on peut dans ces conditions s'attendre à une augmentation de l'utilisation des technologies liées à l'énergie solaire.

Références bibliographiques

- Angles J., Menard L., Bauer O., Wald L., 1998, A Web server for accessing a database on solar radiation parameters. *In* Proceedings of the Earth Observation & Geo-Spatial Web and Internet Workshop '98, Josef Strobl & Clive Best Eds, Salzburger Geographische Materialien, Universität Salzburg, Salzburg, Austria, Heft 27, 33-34.
- Angles J., Menard L., Bauer O., Rigollier C., Wald L., 1999, A climatological database of the Linke turbidity factor. *In* Proceedings of the ISES Solar World Congress 1999, Jerusalem, Israel, July 4-9, 1999, volume I, 432-434.
- Anonyme, 1980, Atlas des fréquences de l'insolation journalière dans le midi méditerranéen, Institut de Mécanique de Grenoble, Équipe de recherches cartographiques appliquées au climat et à l'hydrologie.
- Anonyme, 1983, Atlas des fréquences de l'insolation journalière dans la France du Sud-Ouest, Équipe de recherches cartographiques appliquées au climat et à l'hydrologie - Université Grenoble I, Laboratoire de Géographie de l'Université de Haute Bretagne - Rennes II.
- Anonyme, 1984, Le gisement solaire en France - Recueil de données statistiques- Période 71-80, Service météorologique métropolitain, division climatologie, Agence Française pour la Maîtrise de l'Énergie, Ministère des Transports - Direction de la Météorologie.
- Anonyme, 1995, Spatial interpolation of daily meteorological data. Report to Institute for Remote Sensing, Joint Research Center, Ispra, Italy.
- Applied Climatology - Principles and Practice*, 1997, Edited by Russell D., Thompson and Allen Perry.
- ASHRAE, 1976, Procedure for determining heating and cooling loads for computerizing energy calculations, algorithms for building heat transfer subroutines, *ASHRAE*, New York.
- ASHRAE Applications Handbook, 1978, Chapter 58, Solar Energy Utilization for Heating and Cooling, *ASHRAE*, New York.
- Bauer O., 1996, Les échanges océan-atmosphère dans l'Atlantique subtropical nord-est : apports de Meteosat. Thèse de Doctorat, Université de Nice - Sophia Antipolis, 162 p.

Bedel J.A., Jan J., Perarnaud V., 1980, Le gisement solaire en France - L'irradiation solaire globale reçue sur une surface horizontale, Ministère des Transports - Direction de la Météorologie.

Ben Djemaa A., Delorme C., 1992, A comparison between one year of daily global irradiation from ground-based measurements versus Meteosat images from seven locations in Tunisia, *Solar Energy*, **48** (5), 325-333.

Berger F.H., Jagdhuhn S., Rockel B., Stuhlmann R., 1996, Radiation budget components inferred from meteorological satellite data, *In Proceedings of the 1996 Meteorological Satellite Data Users' Conference*, Vienna, Austria, 16th-20th September 1996, 335-343.

Beriot N., 1983, Rapport sur l'évaluation de la ressource énergétique solaire à l'aide de satellites météorologiques, Ministère des Transports - Direction de la Météorologie, France, WCP-80.

Beyer H.G., Costanzo C., Heinemann D., 1996, Modifications of the Heliosat procedure for irradiance estimates from satellite images. *Solar Energy*, **56**, 3, 207-212.

Beyer H.G., Wald L., 1996, Merging ground-measurements and satellite-derived data for the construction of global radiation map. *In Proceedings of the conference « Fusion of Earth data: merging point measurements, raster maps, and remotely sensed images »*, Cannes, France, February 6-8, 1996, Thierry Ranchin and Lucien Wald Editors, published by SEE/URISCA, Nice, France, 37-43.

Beyer H.G., Hammer A., Heinemann D., Westerhellweg A., 1997, Estimation of diffuse radiation from Meteosat data. North Sun'97, 7th International Conference on Solar Energy at High Latitudes, Espoo-Otaniemi.

Blanc P., 1999, Développement de méthodes pour la détection de changement. Thèse de Doctorat, Ecole des Mines de Paris, 204 p.

Bourges G., 1979, Reconstitution des courbes de fréquence cumulées de l'irradiation solaire globale horaire reçue par une surface plane, Rapport CEE 295-77-ESF du Centre d'Énergétique de l'École Nationale Supérieure des Mines de Paris, tome II, Paris, France.

Brest C.L., Rossow W.B., Roiter M., 1997, Update of radiance calibrations for ISCCP, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **14**, 1091-1109.

- Brisson A., Le Borgne P., Marsouin A., Moreau T., 1994, Surface irradiances calculated from Meteosat sensor data during SOFIA-ASTEX, *International Journal of Remote Sensing*, **15** (1), 187-203.
- Cano D., 1982, Etude de l'enneuagement par analyse de séquences d'images de satellite. Application à l'évaluation du rayonnement solaire global au sol. Thèse de Doctorat, École Nationale Supérieure des Télécommunications, Paris, France.
- Cano D., Monget J.M., Albuissou M., Guillard H., Regas N., and Wald L., 1986, A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data, *Solar Energy*, **37**, 31-39.
- Capderou M., Kandel R., 1995, Determination of the shortwave anisotropic function for clear-sky desert scenes from Meteosat data, *Journal of Applied Meteorology*, **34** (6), 1349-1374.
- Ceballos J.C., Moura G.B. de A., 1997, Solar radiation assessment using Meteosat 4-VIS imagery, *Solar Energy*, **60** (3/4), 209-219.
- Chaabane M., Ben Djemaa A., Kossentini A., 1996, Daily and hourly global irradiances in Tunisia extracted from Meteosat Wefax images, *Solar Energy*, **57** (6), 449-457.
- Charbit M., 1990, *Éléments de théorie du signal : les signaux aléatoires*, Ellipses / Collection pédagogique de télécommunications, Paris, France, 223 p.
- Charlock T.P., Alberta T.L., 1996, The CERES/ARM/GEWEX Experiment (CAGEX) for the retrieval of radiative fluxes with satellite data, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **77**, 2673-2683.
- Chou M.D., Zhao W., 1997, Estimation and model validation of the surface solar radiation and cloud radiative forcing using TOGA COARE measurements, *Journal of Climate*, **10**, 610-620.
- Colle S., Luna de Abreu S., Couto P., Mantelli S., 1999, Distribution of solar irradiation in Brazil derived from geostationary satellite data, *In Proceedings of the Solar World Congress ISES 1999*, Jerusalem, July 4-9 1999.
- Costanzo C., 1994, Bestimmung der solaren Einstrahlung am Boden aus Meteosat-Daten-Untersuchung und Erweiterung einer empirischen Methode. Diploma thesis, Physics Dept., Carl von Ossietzky University, Oldenburg, Allemagne.

Dahan O., 1997, Les bases de données relationnelles : Normalisation et SQL, Conférence Borland 4-5 novembre 1997.

Davis P.A., Penn L.M., 1981, Development of a surface insolation estimation technique suitable for application of polar orbiting satellite data, *Research and data systems*, Inc, Lanham, Maryland (USA), Final Report, NOAA Grant NA-80-SAC-00741.

Davies J.A., McKay D.C., Luciani G., Abdelwahab M., 1988, Validation of models for estimating solar radiation on horizontal surfaces, IEA Task IX Final Report, Vol. 1, Atmospheric Environment Service, Downsview.

Dedieu G., Deschamps P.Y., Kerr Y.H., 1983, Estimation du rayonnement solaire global au niveau du sol à l'aide des données de Meteosat dans le visible, Huitième Colloque Canadien de Télédétection, Montréal, Québec, 3-6 mai 1983.

Dedieu G., Deschamps P.Y., Kerr Y.H., 1987, Satellite estimation of solar irradiance at the surface of the Earth and of surface albedo using a physical model applied to Meteosat data, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **26**.

Delorme C., Amado J., Raberanto P., 1983, La reconstitution des données d'ensoleillement à partir des données météorologiques courantes, *Entropie*, 16-96.

Delorme C., Gallo A., and Olivieri J., 1992, Quick use of Wefax images from Meteosat to determine daily solar radiation in France, *Solar Energy*, **49** (3), 191-197.

Demarcq H., 1985, Applications de la télédétection infrarouge et visible en océanographie. Etude de la zone de dilution rhodanienne, observation des zones de production dans le golfe du Lion, et estimation de l'éclairement solaire global en Méditerranée occidentale. Thèse 3ème Cycle, Université Aix-Marseille II.

Desormeaux Y., Rossow W.B., Brest L., Campbell G.G., 1993, Normalization and calibration of geostationary satellite radiances for the International Satellite Cloud Climatology Project, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10**, 304-325.

Diabaté L., 1989, Détermination du rayonnement solaire à l'aide d'images satellitaires. Thèse de Doctorat en Sciences, École Nationale Supérieure des Mines de Paris.

Diabaté L., Demarcq H., Michaud-Regas N., Wald L., 1988, Estimating incident solar radiation at the surface from images of the Earth transmitted by geostationary satellites : the Heliosat Project, *International Journal of Solar Energy*, **5**, 261-278.

- Diabaté L., Moussu G., Wald L., 1989, Description of an operational tool for determining global solar radiation at ground using geostationary satellite images, *Solar Energy*, **42**, 201-207.
- Diak G., Gautier C., Masse S., 1982, An operational system for mapping insolation from GOES satellite data, *Solar Energy*, **28** (5).
- Djamdji J.P., 1993, Analyse en ondelettes et mise en correspondance en télédétection. Thèse de Doctorat, Université de Nice - Sophia Antipolis, 265 p.
- Dogniaux R., 1984, Eclairement énergétique solaire direct, diffus, et global des surfaces orientées et inclinées, part 1, Miscellaneous Series B, N° 59, Institut Royal Météorologique, Belgique.
- Dogniaux R., 1985, Programme général de calcul des éclairagements solaires énergétiques et lumineux des surfaces orientées et inclinées, Miscellaneous Series C, N° 21, Institut Royal Météorologique, Belgique.
- Dogniaux R., Lemoine M., 1983, Classification of radiation sites in terms of different indices of atmospheric transparency. In Palz W. (éditeur), *Solar Energy R&D in the European Community*, Series F, Vol. 2, Solar Energy Data. D. Reidel Publ. Co., Dordrecht, 94-107.
- Dogniaux R., Grüter J.W., Kasten F., Page J.K., Perrin de Brichambaut C., Treble F.C., Palz W., 1984, Solar Meteorology (Units and Symbols), *International Journal of Solar Energy*, **2**, 249-255.
- Dumortier D., 1995, Modelling global and diffuse horizontal irradiances under cloudless skies with different turbidities. *Final report JOU2-CT92-0144*, Daylight II, Ecole Nationale des Travaux Publics de l'Etat, France.
- Dumortier D., 1997, Test of four new versions of the Heliosat method used to produce global horizontal irradiances, results in six sites. Satel-Light, communication for the Commission of the European Communities.
- Ellis J.S., Vonder Haar T.H., 1978, Solar radiation reaching the ground determined from meteorological satellite data, In *Proceedings of the Third Conference on Atmospheric Radiation*, Davis (Cal.), June 28-30 1978.

Eplee R.E., Barnes R.A., Wayne D.R., Bailey S.W., Werdell P.J., Patt F.S., McClain C.R., 2000, SeaWiFS Calibration: Status after two years on orbit, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology, IEEE*, 3163-3165.

ESRA (European Solar Radiation Atlas), 2000, Fourth edition, incluant CD-ROM. Edité par J. Greif, K. Scharmer. Examinateurs scientifiques : Dogniaux R., Page J. Auteurs : Wald L., Albuissou M., Czeplak G., Bourges B., Aguiar R., Lund H., Joukoff A., Terzenbach U., Beyer H. G., Borisenko E. P.. Publié pour la Commission de la Communauté Européenne par les Presses de l'École, École Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France.

Eumetsat, 2000, <http://www.eumetsat.de>, Operational Services/Meteorological products, Meteosat Normalised Spectral Responses.

Evans R.H., Gordon H.R., 1994, Coastal zone color scanner "system calibration": a retrospective examination, *Journal of Geophysical Research*, **99** (4), 7293-7307.

Fontoynt M., Dumortier D., Heinemann D., Hammer A., Olseth J.A., Skarveit A., Ineichen P., Reise C., Page J., Roche L., Beyer H.G., Wald L., 1997, Satel-Light, Processing of Meteosat data for the production of high quality daylight and solar radiation data available on a World Wide Web Internet server, *Mid-term progress report JOR3 - CT 95 - 0041*, Satel-Light, for the Commission of the European Communities.

Fontoynt M., Dumortier D., Heinemann D., Hammer A., Olseth J., Skartveit A., Ineichen P., Reise C., Page J., Roche L., Beyer H.G., Wald L., 1998, Satel-Light: a WWW server which provides high quality daylight and solar radiation data for Western and Central Europe, *In Proceedings of the 9th Conference on Satellite Meteorology and Oceanography*. Published by Eumetsat, Darmstadt, Germany, EUM P 22, 434-435.

Frémy D. et M., 2000, *Quid 2001*, Editions Robert Laffont S.A.

Galanis N., Chatigny R., 1986, A critical review of the ASHRAE solar radiation model, *ASHRAE Trans.* 92A (2962).

Gautier C., Diak G., Masse S., 1980, A simple physical model to estimate incident solar radiation at the surface from GOES satellite data, *Journal of Climate and Applied Meteorology*, **19** (8), 1005-1012.

Govaerts Y.M., 1999, Correction of the Meteosat-5 and -6 radiometer solar channel spectral response with the Meteosat-7 sensor spectral characteristics, *International Journal of Remote Sensing*, **20** (18), 3677-3682.

- Govaerts Y.M., Pinty B., Verstraete M.M., Schmetz J., 1998, Exploitation of angular signatures to calibrate geostationary satellite solar channels, *In* proceedings of the IGARSS'98 conference, 6-10 juillet 1998, Seattle, USA, **1**, 327-329.
- Grenier J.C., de la Casinière A., Cabot T., 1994, A spectral model of Linke's turbidity factor and its experimental implications, *Solar Energy*, **52** (4), 303-313.
- Grüter W., Guillard H., Möser W., Monget J.M., Palz W., Raschke E., Reinhardt R.E., Schwarzmam P., Wald L., 1986, *Solar Radiation Data from Satellite Images*, Solar Energy R&D in the European Community, Serie F, Volume 4, D. Reidel Publishing Company, 100 p.
- Gueymard C., 1989, A two band model for the calculation of clear sky solar irradiance, illuminance, and photosynthetically active radiation at the Earth's surface, *Solar Energy*, **43**, 253-265.
- Gueymard C., 1993, Critical analysis and performance assessment of clear sky solar irradiance models using theoretical and measured data, *Solar Energy*, **51** (2), 121-138.
- Hammer A., Heinemann D., Westerhellweg A., 1997 a, Normalisation of Meteosat counts - an investigation basing on ocean pixels, Satel-Light project for the Commission of the European Communities.
- Hammer A., Degner T., Heinemann D., Westerhellweg A., 1997 b, Modifications of the Heliosat method cloud index improvements, detection of snow cover and results of radiative transfer calculations, Satel-Light project for the Commission of the European Communities.
- Hay J.E., 1981, The mesoscale distribution of solar radiation at the Earth's surface and the ability of satellites to resolve it, *In* Proceedings of the First Workshop on Terrestrial Solar Ressource Forecasting and on Use of Satellites for Terrestrial Solar Resource Assessment, Washington D.C., February 2-5 1981.
- Hay J.E., 1984, An assessment of the mesoscale variability of solar radiation at the Earth's surface, *Solar Energy*, **32**, 425-434.
- Hay J.E., Hanson K.J., 1978, A satellite-based methodology for determining solar irradiance at the ocean surface during GATE, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **59**, 1549.

- Hay J.E., Hanson K.J., 1985, Evaluating the solar resource: a review of problems resulting from temporal, spatial and angular variations, *Solar Energy*, **34**, 151-161.
- Heidt F.D., Teichmann C., Büchler P., Schulze-Kegel D., 1998, Satellite-based solar radiation data go Internet, *In Proceedings of the second ISES-Europe Solar Congress, EuroSun'98*.
- Hulme M., Conway D., Jones P.D., Jiang T., Barrow E.M., Turney C., 1995, A 1961-90 climatology for Europe for climate change modelling and impact applications, *International Journal of Climatology*, **15**, 1333-1363.
- Iehlé A., Lefèvre M., Bauer O., Martinoli M., and Wald L., 1997, *Meteosat: A valuable tool for agro-meteorology*, Final report for the European Commission, Joint Research Center, Ispra, Italy.
- Ineichen P., Perez R., 2000, Derivation of cloud index from geostationary satellites and application to the production of solar irradiance and daylight illuminance data, *Theoretical and Applied Climatology*, **64**, 119-130.
- Iqbal M., 1983, *An Introduction to Solar Radiation*, Academic Press, New York.
- ISCCP, 1996, <http://isccp.giss.nasa.gov/response.html>, ISCCP Instrument Response Functions, Meteosat Satellites.
- Ivanoff A., 1975, *Introduction à l'Océanographie – Propriétés physiques et chimiques des eaux de mer*, Paris, Librairie Vuibert.
- Jerlov N.G., 1976, *Marine Optics*, Elsevier Oceanography Series, 14.
- Justus C.G., Tarpley J.D., 1983, Accuracy and availability of solar radiation data from satellites and from forecast estimates, *In Proceedings Fifth Conference on Atmospheric Radiation*, Baltimore (MD), November 1983.
- Justus C.G., Paris M.V., Tarpley J.D., 1986, Satellite-measured insolation in the United States, Mexico, and South America, *Remote Sensing of Environment*, **20**, 57-83.
- Kasten F., 1988, Elimination of the virtual diurnal variation of the Linke turbidity factor, *Meteorologische Rundschau*, **41** (3), 93-94.

- Kasten F., 1990, Höhenabhängigkeit der Globalstrahlung bei wolkenlosem Himmel, communication personnelle entre Kasten F., DWD, et Zelenka A., SMA.
- Kasten F., Young A.T., 1989, Revised optical air mass tables and approximation formula, *Applied Optics*, **28** (22), 4735-4738.
- Kneizys F. X., Abreu L.W., Anderson G.P., Chetwynd J.H., Shettle E.P., Berk A., Bernstein L.S., Robertson D.C., Acharya P., Rothman L.S., Selby J.E.A., Galery W.O., Cough S.A., 1996, The MODTRAN 2 / 3 Report and LOWTRAN 7 Model. *Technical report*, Phillips Laboratory, Geophysics Directorate, Hanscom AFB.
- Köpke P., 1982, Vicarious satellite calibration in the solar spectral range by means of calculated radiances and its application to Meteosat, *Journal of Applied Optics*, **21** (15), 2845-2854.
- Köpke P., 1983, Calibration of the VIS-channel of Meteosat-2, *Advances in Space Research*, **2** (6), 9-96.
- Kriebel K.T., 1981, Calibration of the Meteosat visible channel by airborne measurements, *Journal of Applied Optics*, **20** (1), 11-12.
- Kriebel K.T., Reynolds M.L., 1984, An extension to proposed possibilities for calibrating optical imaging instruments in space, *ESA Journal*, **8** (1), 91-92.
- Kriebel K.T., Amann V., 1993, Vicarious calibration of the Meteosat Visible channel, *Journal of Atmospheric and Oceanic Technology*, **10** (2), 225-232.
- Kriebel K.T., Mannstein H., Amann V., 1996, Absolute calibration of the Meteosat-5 visible channels. In Proceedings of the 1996 Meteorological Satellite Data Users' Conference, EUM P 19, Publié par EUMETSAT, Darmstadt, 31-40.
- Lacis A. A., Hansen J.E., 1974, A parametrization for the absorption of solar radiation in the earth's atmosphere, *Journal of Atmospheric Science*, **31**, 118-133.
- Leckner B., 1978, The spectral distribution of solar radiation at the earth's surface – elements of a model, *Solar Energy*, **20** (2), 143-150.
- Lefèvre M., Bauer O., Iehlé A., Wald L., 2000, An automatic method for the calibration of time-series of Meteosat images, *International Journal of Remote Sensing*, **21** (5), 1025-1045.

- Linke F., 1922, Transmission-Koeffizient und Trübungsfaktor, *Beiträge zur Physik der Freien Atmosphäre*, **10** (2/3), 91-103.
- Lo M., 2000, <http://idf.net/lettre/numero/41.txt>, michel@beltsa.net
- Louche A., Peri G., Iqbal M., 1986, An analysis of Linke turbidity factor, *Solar Energy*, **37** (6), 393-396.
- Marullo S., Dalu G., Viola A., 1987, Incident short-wave radiation at the surface from Meteosat data, *Il Nuovo Cimento*, **10C**, 77-90.
- Meteonorm, 2000, Remund J., Kunz S., Lang R., *Meteonorm* version 4.0, Global meteorological database for solar energy and applied climatology, Part I: Review and Software, prepared by Meteotest, Bern Switzerland, Swiss Federal Office of Energy.
- Michaud-Regas N., 1986, Mise en oeuvre et validation d'une méthode opérationnelle et automatique pour l'évaluation d'atlas solaires en Europe à l'aide de mesures satellitaires Meteosat. Thèse de Doctorat, Université Paris VII, Paris, France.
- Molineaux B., Ineichen P., Delauney J.J., 1995, Direct luminous efficacy and atmospheric turbidity – improving model performance, *Solar Energy*, **55** (2), 125-137.
- Moon P., 1940, Proposed standard solar radiation curves for engineering use, *Journal Franklin Inst.*, **230**, 583-617.
- Möser W., Raschke E., 1983, Mapping of global radiation and of cloudiness from Meteosat image data: theory and ground truth comparisons, *Meteorologische Rundschau*, **36**, 33-41.
- Möser W., Raschke E., 1984, Incident solar radiation over Europe estimated from Meteosat data, *Journal of Applied Meteorology*, **23**, 166-170.
- Moulin C., Lambert C.E., Poitou J., Dulac F., 1996, Long term (1983-1994) calibration of the Meteosat solar (VIS) channel using desert and ocean targets, *International Journal of Remote Sensing*, **17** (6), 1183-1200.
- Moulin C., Schneider X., 1999, Calibration of the Meteosat-5 sensor visible channel, *International Journal of Remote Sensing*, **20** (1), 195-200.

- Moussu G., 1988, Définition d'une méthodologie de détection de phénomènes dynamiques dans une chronique d'images, et son application à quelques études. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Nice - Sophia Antipolis.
- Moussu G., Diabate L., Obrecht D., and Wald L., 1989, A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites, *International Journal of Remote Sensing*, **10** (7), 1207-1225.
- Muselli M., Poggi P., Notton G., Louche A., 1998, Improved procedure for stand-alone photovoltaic systems sizing using Meteosat satellite images, *Solar Energy*, **62**, 429-444.
- Netcraft web survey, <http://www.netcraft.com/Survey/>
- Noia M., Ratto C.F., Festa R., 1993, Solar irradiance estimation from geostationary satellite data: I. Statistical models, II. Physical models, *Solar Energy*, **51** (6), 449-465.
- NUA Internet surveys, <http://www.nua.ie/surveys/>
- Obrecht D., 1990, Météorologie solaire et images satellitaires : cartographie du rayonnement solaire, détermination de l'albédo des sols et évaluation de l'ennuagement. Thèse de Doctorat en Sciences, Université de Nice- Sophia Antipolis.
- Palz W., 1984, *European Solar Radiation Atlas*. Second and Extended Edition, Vols I et II. Commission of the European Communities, DG Science, Research and Development, Report N° EUR 9344, Bruxelles.
- Pastre C., 1981, Développement d'une méthode de détermination du rayonnement solaire global à partir des données Meteosat, *La Météorologie*, VI^e série N°24, mars 1981.
- Perez R., Seals R., Zelenka A., 1997, Comparing satellite remote sensing and ground network measurements for the production of site/time specific irradiance data, *Solar Energy*, **60**, 89-96.
- Perrin de Brichambaut C., Vauge C., 1982, *Le gisement solaire : Evaluation de la ressource énergétique*, Paris: Technique et documentation (Lavoisier).
- Potter G.L., Cess R.D., Minnis P., Harrison E.F., Ramanathan V., 1988, Diurnal variability of the planetary albedo: An appraisal with satellite measurements and general circulation models, *Journal of Climate*, **1**, 233-239.

- Raschke E., Stuhlmann R., Palz W., Steemers T.C., 1991, Solar Radiation Atlas of Africa, A.A. Balkema Ed., Rotterdam, Brookfield.
- Ratier A., 1999, Historique et développement du programme météorologique européen, *Bulletin SFPT, Société Française de Photogrammétrie et Télédétection*, n°154 (1999-2).
- Rieland M., Stuhlmann R., 1993, Toward the influence of clouds on the shortwave radiation budget of the Earth-atmosphere system estimated from satellite data, *Journal of Applied Meteorology*, **32**, 825-843.
- Rigollier C., Wald L., 1998 a, Mapping solar radiation from Meteosat images by the improved Heliosat method, *In Proceedings of the European Geophysical Society*, April 20 - 24 1998, Nice, France.
- Rigollier C., Wald L., 1998 b, Towards operational mapping of solar radiation from Meteosat images, *In Proceedings of the EARSeL conference: Operational remote sensing for sustainable development*, May 11 - 14 1998, Enschede, The Netherlands.
- Rigollier C., Wald L., 1998 c, Using Meteosat images to map the solar radiation: improvements of the Heliosat method, *In Proceedings of the 9th conference on satellite, meteorology and oceanography*, May 25 - 29 1998, Paris, France.
- Rigollier C., Wald L., 1999, The HelioClim Project: from satellite images to solar radiation maps. *In Proceedings of the ISES Solar World Congress 1999*, July 4-9 1999, Jerusalem, Israel, volume I, 427-431.
- Rigollier C., Bauer O., Wald L., 2000 a, On the clear sky model of the 4th European Solar Radiation Atlas with respect to the Heliosat method, *Solar Energy*, **68** (1), 33-48.
- Rigollier C., Albuisson M., Delamare C., Dumortier D., Fontoynt M., Gaboardi E., Gallino S., Heinemann D., Kleih M., Kunz S., Levermore G., Major G., Martinoli M., Page J., Ratto C., Reise C., Remund J., Rimoczi-Paal A., Wald L., Webb A., 2000 b, Exploitation of distributed solar radiation databases through a smart network: the project SoDa, EuroSun 2000, June 18-22 2000, Copenhagen, Denmark.
- Rossow W.B., Desormeaux Y., Brest C.L., Walker A., 1992, International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), *Radiance calibration report*, World Climate Research Programme, NASA Goddard Space light Center, New York.

Rossow W.B., Brest C.L., Roiter M.D., 1995, International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP), *Update of radiance calibrations*, World Climate Research Programme, NASA Goddard Space light Center, New York.

Roujean J.L., Leroy M., Deschamps P.Y., 1992, A bidirectional reflectance model of the Earth surface for the correction of remote sensing data, *J. Geophys. Res.*, **97**, 20455-20468.

Schiffer R.A., Rossow W.B., 1983, The International Satellite Cloud Climatology Project (ISCCP) : The first project of the World Climate Research Programme, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **64**, 779-784.

Schiffer R.A., Rossow W.B., 1985, ISCCP global radiance data set: A new resource for climate research, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **66**, 1498-1503.

Schmetz J., 1989, Towards a surface radiation climatology: retrieval of downward irradiances from satellites, *Atmospheric Research*, **3/4**, 287-321.

Solar Radiation Atlas of Africa, 1991, Edited by E. Raschke, R. Stuhlmann, W. Palz, T. C. Steemers, Published for the Commission of the European Communities by A. Balkema, Rotterdam, 155 p.

Solomon S.I., Mac Kay D.C., Beaulac A., Swain B.J., 1982, Solar radiation estimation using GOES satellite data, *In Conference Proceedings of Energex-82*, Regina, Saskatchewan, Canada, August 23-29 1982.

Stuhlmann R., Rieland M., Raschke E., 1990, An improvement of the IGMK model to derive total and diffuse solar radiation at the surface from satellite data, *Journal of Applied Meteorology*, **29**, 596-603.

Sun and Climate (Soleil et Climat), 1980, CNES, CNRS, DGRST, Journées d'études internationales, Toulouse, 30 septembre - 3 octobre 1980.

Supit I., 1994, *Global radiation*. Agriculture series, EUR 15745, European Commission, Office for Official Publications, Luxembourg, 194 p.

Tanré D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcrette J.J., Perbos J., Deschamps P.Y., 1986, *Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum: the 5S code*, Laboratoire d'Optique Atmosphérique, Lille, France.

- Tanré D., Deroo C., Duhaut P., Herman M., Morcrette J.J., Perbos J., Deschamps P.Y., 1990, Description of a computer code to simulate the satellite signal in the solar spectrum: the 5S code, *International Journal of Remote Sensing*, **11** (4), 659-668.
- Tarpley J.D., 1979, Estimating incident solar radiation at the surface from geostationary satellite data, *J.A.M.*, **18** (9).
- Vermote E., Tanré D., Deuzé J.L., Herman M., Morcrette J.J., 1994, *Second Simulation of the Satellite Signal in the Solar Spectrum (6S)*, 6S User Guide, NASA-Goddard Space Flight Center - Code 923, Greenbelt, USA.
- Verstraete M., Pinty B., Dickinson R.E., 1990, A physical model of the bidirectional reflectance of vegetation canopies-1. Theory, *J. Geophys. Res.*, **95**, 11755-11765.
- Wald L., 1989, Some examples of the use of structure functions in the analysis of satellite images of the ocean, *Photogrammetric Engineering and Remote Sensing*, **55**, 1487-1490.
- Walthall C.L., Norman J.M., Welles J.M., Campbell G., Blad B.L., 1985, Simple equation to approximate the bidirectional reflectance from vegetative canopies and bare soil surfaces, *Applied Optics*, **24** (3), 383-387.
- Whitlock C.H., Charlock T.P., Staylor W.F., Pinker R.T., Laszlo I., Ohmura A., Gilgen H., Konzelman T., Di Pasquale R.C., Moats C.D., Le Croy S.R., Ritchey N.A., 1995, First global WCRP shortwave surface radiation budget dataset, *Bulletin of the American Meteorological Society*, **76** (6), 905-922.
- Whitlock C.H., Staylor W.F., Darnell W.L., Chou M.D., Dedieu G., Deschamps P.Y., Ellis J., Gautier C., Frouin R., Pinker R.T., Laszlo I., Rossow W.B., Tarpley D., 1990, Comparison of surface radiation budget satellite algorithms for downwelled shortwave irradiance with Wisconsin FIRE/SRB surface-truth data, *In Proceedings of the 7th conference atmospheric radiation*.
- World Meteorological Organization (WMO), 1981, Meteorological aspects of the utilization of solar radiation as an energy source. Annex: World maps of relative global radiation. Technical Note N° 172, *WMO-N° 557*, Geneva, Switzerland, 298 pp.
- Zelenka A., 1986, Satellite versus ground observation based model for global irradiation. *In INTERSOL 85, Proceedings of 1985 Biennial Congress ISES*, K.G.T. Hollands and E. Bilgen (eds.), Pergamon Press, 2513-2517.

Zelenka A., 1994, Combining Meteosat and surface network data: a data fusion approach for mapping solar irradiation. *In* Proceedings of the 10th Meteosat Scientific Users' Conference, Locarno Switzerland, 1994, published by Eumetsat, Darmstadt, Germany, 515-520.

Zelenka A., Lazic D., 1987, Supplementing network global irradiance data. *In* Advances in solar energy technology, *In* Proceedings of 1986 Biennial Congress ISES Hamburg, Pergamon Press, 4, 3861-3865.

Zelenka A., Lazic D., Jaquet O., 1990, Solar resource assessment with geostatistical tools. *In* Clean and safe energy forever, *In* Proceedings of 1990 Biennial Congress ISES Kobe, Pergamon Press.

Zelenka A., Czeplak G., d'Agostino V., Josefson W., Maxwell E., Perez R., 1992, Techniques for supplementing solar radiation network data, Technical Report, International Energy Agency, # IEA-SHCP-9D-1, Swiss Meteorological Institute, Krahbuhlstrasse, 58, CH-8044 Zurich, Switzerland.

Zelenka A., Perez R., Seals R., and Renné D., 1999, Effective accuracy of satellite-derived hourly irradiances, *Theoretical and Applied Climatology*, 62, 199-207.

Annexe A

Le modèle de ciel clair « ESRA » dans le cadre de la méthode Heliosat



Pergamon

www.elsevier.com/locate/solener

PII: S0038-092X(99)00055-9

Solar Energy Vol. 68, No. 1, pp. 33-48, 2000
© 1999 Elsevier Science Ltd
All rights reserved. Printed in Great Britain
0038-092X/00/\$ - see front matter

ON THE CLEAR SKY MODEL OF THE ESRA — EUROPEAN SOLAR RADIATION ATLAS — WITH RESPECT TO THE HELIOSAT METHOD

CHRISTELLE RIGOLLIER[†], OLIVIER BAUER and LUCIEN WALD

Groupe Télédétection et Modélisation, Ecole des Mines de Paris, BP 207, 06904 Sophia Antipolis cedex, France

Received 25 January 1999; revised version accepted 4 June 1999

Communicated by RICHARD PEREZ

Abstract—This paper presents a clear-sky model, which has been developed in the framework of the new digital European Solar Radiation Atlas (ESRA). This ESRA model is described and analysed with the main objective of being used to estimate solar radiation at ground level from satellite images with the Heliosat method. Therefore it is compared to clear-sky models that have already been used in the Heliosat method. The diffuse clear-sky irradiation estimated by this ESRA model and by other models has been also checked against ground measurements, for different ranges of the Linke turbidity factor and solar elevation. The results show that the ESRA model is the best one with respect to robustness and accuracy. The r.m.s. error in the estimation of the hourly diffuse irradiation ranges from 11 Wh m⁻² to 35 Wh m⁻² for diffuse irradiation up to 250 Wh m⁻². The good results obtained with such a model are due to the fact that it takes into account the Linke turbidity factor and the elevation of the site, two factors that influence the incoming solar radiation. In return, it implies the knowledge of these factors at each pixel of the satellite image for the application of the Heliosat method. © 1999 Elsevier Science Ltd. All rights reserved.

1. INTRODUCTION

In the course of the realisation of the first edition of the new digital European Solar Radiation Atlas for years 1981–1990 (Wald *et al.*, 1999; ESRA), new models have been devised for the computation of the irradiance and further of the irradiation for clear skies by Page (1995). Compared to the model used for the European Solar Radiation Atlas for years 1966–1975 (Palz, 1984), there is an explicit expression for both the beam and the diffuse components. The parameters of these models have been empirically adjusted by fitting techniques using hourly measurements spanned over several years and for several locations in Europe. The Linke turbidity factor is a key point in these models. It is a function of the scattering by aerosols and the absorption by gas, mainly water vapour. When combined with the atmosphere molecule scattering, it summarises the turbidity of the atmosphere, and hence the attenuation of the direct beam and the importance of the diffuse fraction. The larger the Linke turbidity factor, the larger the attenuation of the

radiation by the clear-sky atmosphere. Clear-sky models are instrumental in several applications in solar energy. Of particular interest to the authors is the assessment of the solar radiation from satellite images. In the Heliosat method, one of the most known methods, the clear-sky model is a central point. Cano *et al.* (1986) used the model of Bourges (1979), Moussu *et al.* (1989) a very similar one but from Perrin de Brichambaut and Vauge (1982). The clear-sky model (Kasten model) of the 1966–1975 Atlas (Palz, 1984) has been recently introduced in the Heliosat method by the team of the University of Oldenburg (Heinemann, personal communication). The better the clear-sky model, the better the assessment of the irradiation from satellite observations. For that reason, the authors investigated the new models proposed by the ESRA.

The present article details and comments on these models, including several graphs, therefore providing a more comprehensive description of these models useful for discussing its relevance to the Heliosat method. It also discusses the differences between the concurrent models proposed by the ESRA and concludes on their relevance for the computation of either the irradiance or the irradiation. Symbols used in this paper are those recommended by the ESRA.

[†] Author to whom correspondence should be addressed. Tel.: +33-4-9395-7449; fax: +33-4-9395-7535; e-mail: christelle.rigollier@cenerg.cma.fr

2. THE HORIZONTAL GLOBAL IRRADIANCE UNDER CLOUDLESS SKIES

2.1. The beam component

In this model, the global horizontal irradiance for clear sky, G_c , is split into two parts: the direct component, B_c , and the diffuse component, D_c . Each component is determined separately. The unit for irradiance is W m^{-2} . The direct irradiance on a horizontal surface (or beam horizontal irradiance) for clear sky, B_c , is given by:

$$B_c = I_0 \varepsilon \sin \gamma_s \exp(-0.8662 T_L(\text{AM2}) m \delta_R(m)) \quad (1)$$

where I_0 is the solar constant, that is the extraterrestrial irradiance normal to the solar beam at the mean solar distance. It is equal to 1367 W m^{-2} ; ε is the correction used to allow for the variation of sun-earth distance from its mean value; γ_s is the solar altitude angle. γ_s is 0° at sunrise and sunset; $T_L(\text{AM2})$ is the Linke turbidity factor for an air mass equal to 2; m is the relative optical air mass; $\delta_R(m)$ is the integral Rayleigh optical thickness.

The quantity:

$$\exp(-0.8662 T_L(\text{AM2}) m \delta_R(m)) \quad (2)$$

represents the beam transmittance of the beam radiation under cloudless skies. The relative optical air mass m expresses the ratio of the optical path length of the solar beam through the atmosphere to the optical path through a standard atmosphere at sea level with the sun at the zenith. As the solar altitude decreases, the relative optical path length increases. The relative optical path length also decreases with increasing station height above the sea level, z . A correction procedure is applied, obtained as the ratio of mean atmospheric pressure, p , at the site elevation, to mean atmospheric pressure at sea level, p_0 . This correction is particularly important in mountainous areas. The relative optical air mass has no unit; it is given by Kasten and Young (1989), where γ_s^{true} is in degrees:

$$m(\gamma_s^{\text{true}}) = \frac{(p/p_0)}{\sin \gamma_s^{\text{true}} + 0.50572 (\gamma_s^{\text{true}} + 6.07995)^{-1.6364}} \quad (3)$$

with the station height correction given by:

$$p/p_0 = \exp(-z/z_h) \quad (4)$$

where z is the site elevation and z_h is the scale

height of the Rayleigh atmosphere near the Earth surface, equal to 8434.5 m.

The solar altitude angle used in Eq. (3), γ_s^{true} , is corrected for refraction:

$$\gamma_s^{\text{true}} = \gamma_s + \Delta \gamma_{\text{refr}} \quad (5)$$

$$\Delta \gamma_{\text{refr}} = 0.061359(180/\pi) \times \frac{0.1594 + 1.1230(\pi/180)\gamma_s + 0.065656(\pi/180)^2 \gamma_s^2}{1 + 28.9344(\pi/180)\gamma_s + 277.3971(\pi/180)^2 \gamma_s^2} \quad (6)$$

The Rayleigh optical thickness, δ_R , is the optical thickness of a pure Rayleigh scattering atmosphere, per unit of air mass, along a specified path length. As the solar radiation is not monochromatic, the Rayleigh optical thickness depends on the precise optical path and hence on relative optical air mass, m . The parametrisation used is the following (Kasten, 1996):

$$\begin{cases} \text{if } m \leq 20 \quad (\gamma_s \geq 1.9^\circ), \\ 1/\delta_R(m) = 6.62960 + 1.75130m \\ \quad - 0.12020m^2 + 0.00650m^3 - 0.00013m^4 \\ \text{if } m > 20 \quad (\gamma_s < 1.9^\circ), \\ 1/\delta_R(m) = 10.4 + 0.718m \end{cases} \quad (7)$$

The discrepancy between both formulae at $m = 20$ is equal to 1.6×10^{-2} , which is negligible (less than 0.1% of $1/\delta_R(m)$).

All the variation of the beam transmittance with air mass is included in the product $m \delta_R(m)$. Fig. 1 displays the beam transmittance (a) and irradiance (b) for $p = p_0$ (sea level), and for different values of turbidity factor ($T_L(\text{AM2}) = 2, 3, 5, 7$), as a function of solar elevation.

2.2. The diffuse component

The diffuse irradiance falling on a horizontal surface for clear sky (or diffuse horizontal irradiance), D_c , also depends on the Linke turbidity factor, $T_L(\text{AM2})$, at any solar elevation. In fact, the proportion of the scattered energy in the atmosphere increases as the turbidity increases, and as the beam irradiance falls, the diffuse irradiance normally rises. At very low solar altitudes and high turbidity, however, the diffuse irradiance may fall with turbidity increase due to high overall radiative energy loss in the atmosphere associated with long path length. Thus, the diffuse horizontal irradiance, D_c , is determined by:

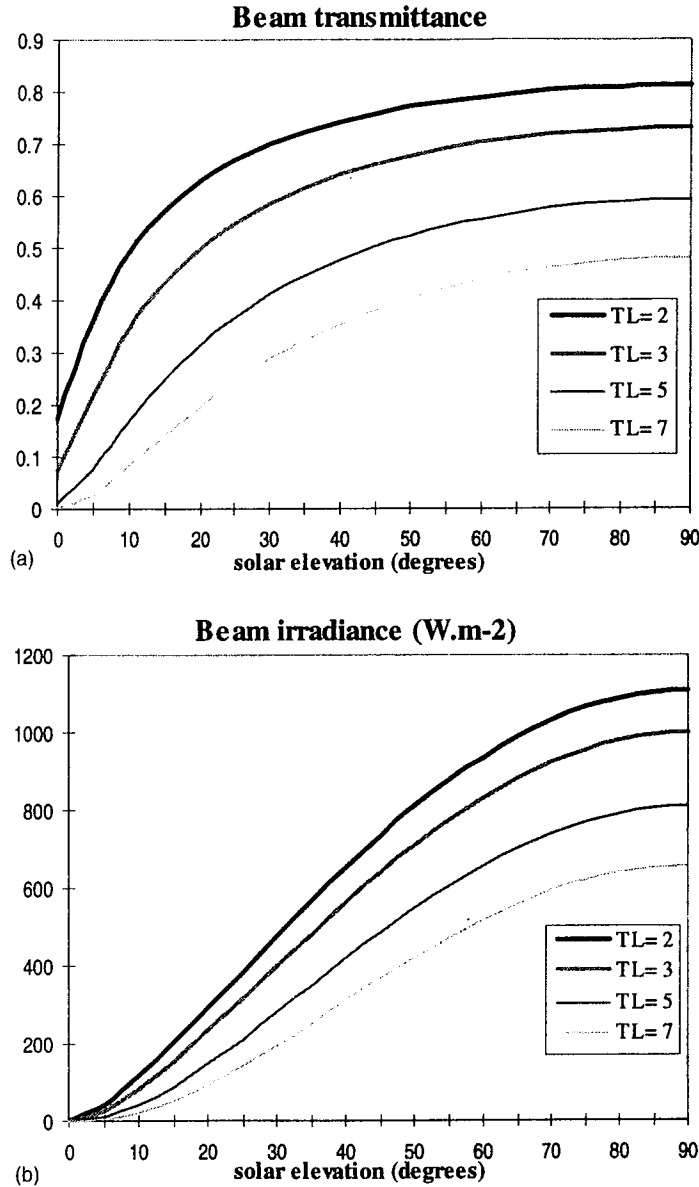


Fig. 1. (a) The beam transmittance. (b) The beam horizontal irradiance for clear sky, B_i .

$$D_c = I_0 \varepsilon T_{rd}(T_L(\text{AM2})) F_d(\gamma_s, T_L(\text{AM2})) \quad (8)$$

In this equation, the diffuse radiation is expressed as the product of the diffuse transmission function at zenith (i.e. sun elevation is 90°), T_{rd} , and a diffuse angular function, F_d .

$$\begin{aligned} T_{rd}(T_L(\text{AM2})) = & -1.5843 \times 10^{-2} \\ & + 3.0543 \times 10^{-2} T_L(\text{AM2}) \\ & + 3.797 \times 10^{-4} [T_L(\text{AM2})]^2 \end{aligned} \quad (9)$$

For very clear sky, the diffuse transmission function is very low: there is almost no diffusion, but by the air molecules. As the turbidity in-

creases, the diffuse transmittance increases while the direct transmittance decreases. Typically, T_{rd} ranges from 0.05 for very clear sky ($T_L(\text{AM2})=2$) to 0.22 for very turbid atmosphere ($T_L(\text{AM2})=7$). Fig. 2 displays T_{rd} as a function of $T_L(\text{AM2})$.

The diffuse angular function, F_d , depends on the solar elevation angle and is fitted with the help of second order sine polynomial functions:

$$F_d(\gamma_s, T_L(\text{AM2})) = A_0 + A_1 \sin(\gamma_s) + A_2 [\sin(\gamma_s)]^2 \quad (10)$$

The coefficients A_0 , A_1 , and A_2 , only depend on the Linke turbidity factor. They are unitless and are given by:

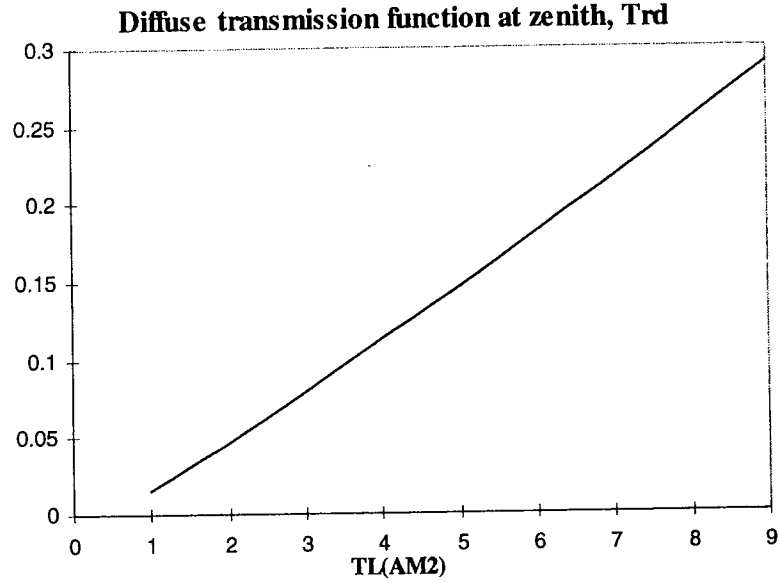


Fig. 2. The diffuse transmission function at zenith, T_{rd} , as a function of the Linke turbidity factor $T_L(AM2)$.

$$\begin{cases} A_0 = 2.6463 \times 10^{-1} - 6.1581 \times 10^{-2} T_L(AM2) + 3.1408 \times 10^{-3} [T_L(AM2)]^2 \\ A_1 = 2.0402 + 1.8945 \times 10^{-2} T_L(AM2) - 1.1161 \times 10^{-2} [T_L(AM2)]^2 \\ A_2 = -1.3025 + 3.9231 \times 10^{-2} T_L(AM2) + 8.5079 \times 10^{-3} [T_L(AM2)]^2 \end{cases} \quad (11)$$

with a condition on A_0 :

$$\text{if } (A_0 \cdot T_{rd}) < 2 \times 10^{-3}, A_0 = 2 \times 10^{-3} / T_{rd}. \quad (12)$$

This condition is required because A_0 yielded negative values for $T_L(AM2) > 6$. It was therefore

decided to impose this limiting condition to achieve acceptable values at sunrise and sunset.

The diffuse function is represented in Fig. 3. One can note that F_d is not exactly equal to 1 for $\gamma_s = 90^\circ$. Eq. (8) suggests that this should be the case, whatever the turbidity. The model can be improved on that point.

Once F_d is computed, the diffuse horizontal irradiance, D_c can be determined. It is displayed in Fig. 4 for several Linke turbidity factors, as a function of the solar elevation. D_c clearly increases as the turbidity increases, due to the

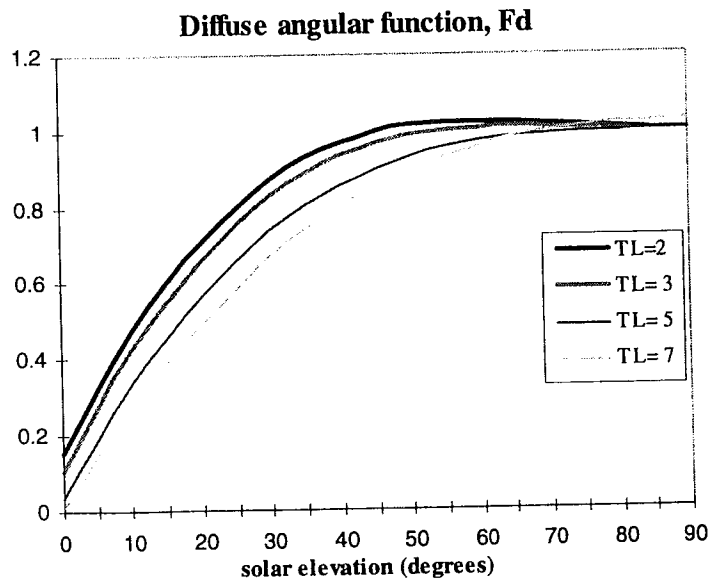


Fig. 3. The diffuse solar zenith function, F_d .

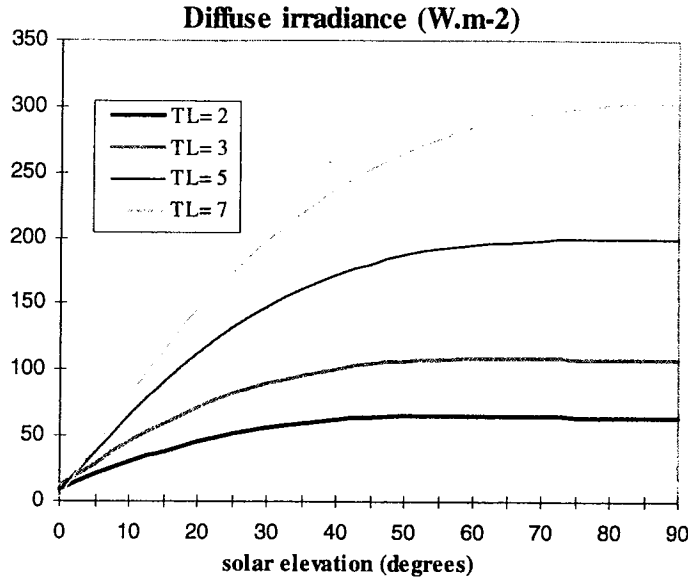


Fig. 4. The diffuse horizontal irradiance for clear sky, D_c .

increase in scattering by the aerosols. As already mentioned, it may be the opposite at very low solar altitudes and high turbidity.

Then, the direct and diffuse irradiances under cloudless sky conditions can be summed to yield the global clear sky horizontal irradiance, which is represented in Fig. 5:

$$G_c = B_c + D_c. \quad (13)$$

The global irradiance decreases as the turbidity increases and as the solar elevation decreases. It is not equal to 0 at sunset or sunrise because of the

diffuse component which is still noticeable while the sun is below the horizon.

3. THE HORIZONTAL GLOBAL IRRADIATION UNDER CLOUDLESS SKIES

3.1. The beam component

Once m , $T_L(AM2)$, and $\delta_R(m)$ are known, the cloudless beam horizontal irradiation can be evaluated for any part of the day by numerical integration of B_c using suitable time steps. The site, however, may be partially obstructed and/or

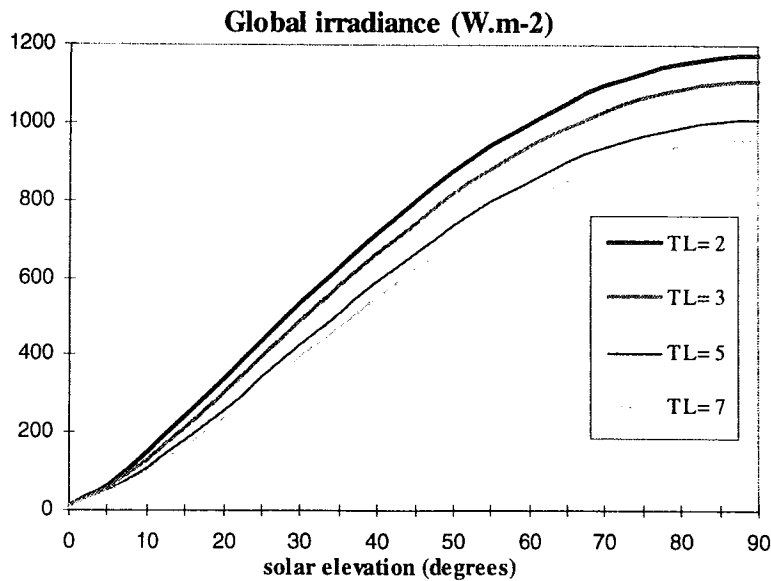


Fig. 5. The global horizontal irradiance for clear sky, G_c .

the beam may not shine on a certain surface of interest for part of the time period inspected. Using a range of techniques, like shading masks on solar charts, it is possible to identify the periods of day during which the beam will actually reach the surface. The numerical integration can be adjusted for this, but the task becomes easier if the solutions can be assessed analytically rather than numerically. Thus the beam irradiance has been constructed by data fitting techniques to provide a $T_L(\text{AM2})$ -dependent output that can be handled with ease analytically. It takes the form:

$$B_c = I_0 \varepsilon T_{rb}(T_L(\text{AM2})) F_b(\gamma_s, T_L(\text{AM2})) \quad (14)$$

where $T_{rb}(T_L(\text{AM2}))$ is a transmission function for beam radiation at zenith and F_b is a beam angular function. B_c is set to 0 if Eq. (14) leads to a negative value. The computation of T_{rb} is made at zenith, i.e. sun elevation is 90° . So, in this case the relative optical air mass m is given by p/p_0 . Thus, T_{rb} is only dependent on the Linke turbidity factor for air mass 2 and on p/p_0 which is determined by the site elevation:

$$T_{rb}(T_L(\text{AM2})) = \exp \left[-0.8662 T_L(\text{AM2}) \left(\frac{p}{p_0} \right) \delta_R \left(\frac{p}{p_0} \right) \right] \quad (15)$$

$F_b(\gamma_s, T_L(\text{AM2}))$ has the form of a second order polynomial on the sine of the solar altitude, γ_s , with coefficients solely dependent on $T_L(\text{AM2})$:

$$F_b(\gamma_s, T_L(\text{AM2})) = C_0 + C_1 \sin(\gamma_s) + C_2 [\sin(\gamma_s)]^2 \quad (16)$$

Eq. (14) corresponds to a re-writing of the beam irradiance, using the form used for the diffuse irradiance (Eq. (8)).

Setting $F_b(\gamma_s, T_L(\text{AM2}))$ to 0 or very close to 0

may produce negative values at high turbidities. This situation which arises only at very low altitudes results because the polynomials are not a perfect fit. To increase the accuracy of the fits at very low solar elevation, the values of the coefficients C_0 , C_1 and C_2 were computed for three ranges of the solar altitude angle at noon, γ_s^{noon} : below 15° , between 15° and 30° , and over 30° . Thus the polynomials take the form:

$$\begin{cases} C_0 = L_{00} + L_{01} T_L(\text{AM2})(p/p_0) + L_{02} [T_L(\text{AM2})(p/p_0)]^2 \\ C_1 = L_{10} + L_{11} T_L(\text{AM2})(p/p_0) + L_{12} [T_L(\text{AM2})(p/p_0)]^2 \\ C_2 = L_{20} + L_{21} T_L(\text{AM2})(p/p_0) + L_{22} [T_L(\text{AM2})(p/p_0)]^2 + L_{23} [T_L(\text{AM2})(p/p_0)]^3 \end{cases} \quad (17)$$

with the L_{ij} coefficients listed in Table 1 for the three considered ranges. These coefficients, as well as C_i , B_i , and D_i (see further) are unitless.

Finally, the analytical integral of the beam irradiation for a period ranging from solar hour angles ω_1 to ω_2 , takes the form:

$$B_c(\omega_1, \omega_2) = I_0 \varepsilon T_{rb}(T_L(\text{AM2})) \int_{\omega_1}^{\omega_2} F_b(\gamma_s, T_L(\text{AM2})) \left(\frac{Dl}{2\pi} \right) d\omega \quad (18)$$

where Dl is the length of the day, i.e. 24 h or 86,400 s, and ω_1 to ω_2 are solar angles related to two instants t_1 and t_2 (expressed in decimal hour), according to the following equations:

$$\begin{aligned} \omega_1 &= (t_1 - 12)\pi/12 \\ \omega_2 &= (t_2 - 12)\pi/12 \end{aligned} \quad (19)$$

The solar hour angle, ω , expresses the time of the day in terms of the angle of rotation of the Earth about its axis from its solar noon position at a specific place. As the Earth rotates 360° (or 2π rad) in 24 h, in 1 h the rotation is 15° (or $\pi/12$ rad).

The unit of $B_c(\omega_1, \omega_2)$ is Wh m^{-2} if the length

Table 1. Coefficients L_{ij} for the computation of the C_i coefficients

	L_{00}	L_{01}	L_{02}	
C_0				
$\gamma_s^{\text{noon}} > 30^\circ$	-1.7349×10^{-2}	-5.8985×10^{-3}	6.8868×10^{-4}	
$15^\circ < \gamma_s^{\text{noon}} \leq 30^\circ$	-8.2193×10^{-3}	4.5643×10^{-4}	6.7916×10^{-5}	
$\gamma_s^{\text{noon}} \leq 15^\circ$	-1.1656×10^{-3}	1.8408×10^{-4}	-4.8754×10^{-7}	
C_1	L_{10}	L_{11}	L_{12}	
$\gamma_s^{\text{noon}} > 30^\circ$	1.0258	-1.2196×10^{-1}	1.9229×10^{-3}	
$15^\circ < \gamma_s^{\text{noon}} \leq 30^\circ$	8.9233×10^{-1}	-1.9991×10^{-1}	9.9741×10^{-3}	
$\gamma_s^{\text{noon}} \leq 15^\circ$	7.4095×10^{-1}	-2.2427×10^{-1}	1.5314×10^{-2}	
C_2	L_{20}	L_{21}	L_{22}	L_{23}
$\gamma_s^{\text{noon}} > 30^\circ$	-7.2178×10^{-3}	1.3086×10^{-1}	-2.8405×10^{-3}	0
$15^\circ < \gamma_s^{\text{noon}} \leq 30^\circ$	2.5428×10^{-1}	2.6140×10^{-1}	-1.7020×10^{-2}	0
$\gamma_s^{\text{noon}} \leq 15^\circ$	3.4959×10^{-1}	7.2313×10^{-1}	-1.2305×10^{-1}	5.9194×10^{-3}

On the clear sky model of the ESR — European Solar Radiation Atlas — with respect to the Heliosat method 39

of the day is expressed in hours, or $J m^{-2}$ if Dl is expressed in seconds.

In this equation,

$$F_b(\gamma_s, T_L(AM2)) = C_0 + C_1 \sin \gamma_s + C_2 \sin^2 \gamma_s \quad (20)$$

and can be re-written

$$F_b(\omega, \Phi, \delta, T_L(AM2)) = B_0 + B_1 \cos \omega + B_2 \cos(2\omega) \quad (21)$$

since

$$\sin \gamma_s = \sin \Phi \sin \delta + \cos \Phi \cos \delta \cos \omega. \quad (22)$$

It comes

$$B_c(\omega_1, \omega_2) = I_0 \varepsilon \left(\frac{Dl}{2\pi} \right) T_{rb}(T_L(AM2)) [B_0 \omega + B_1 \sin(\omega) + B_2 \sin(2\omega)] \omega_1^{\omega_2} \quad (23)$$

with the coefficients B_0 , B_1 and B_2 given by:

$$\begin{cases} B_0 = C_0 + C_1 \sin(\Phi \sin \delta) + C_2 [\sin(\Phi)]^2 [\sin(\delta)]^2 + 0.5 C_3 [\cos(\Phi)]^2 [\cos(\delta)]^2 \\ B_1 = C_1 \cos(\Phi \cos \delta) + 2 C_2 \sin(\Phi \sin \delta \cos(\Phi \cos \delta)) \\ B_2 = 0.25 C_3 [\cos(\Phi)]^2 [\cos(\delta)]^2 \end{cases} \quad (24)$$

where Φ is the latitude of the site (positive to the Northern Hemisphere) and δ is the declination (positive when the sun is north to the equator: March 21 to September 23). Maximum and minimum values of the declination are $+23^\circ 27'$ and $-23^\circ 27'$.

The B_i coefficients only depend on latitude, Φ , and declination at noon, δ . The transmission function T_{rb} , and the C_i coefficients only depend on the Linke turbidity factor for air mass 2. Thus all these factors can be computed only once for each day.

The daily integral is achieved by setting ω_1 equal to the sunrise hour angle, ω_{SR} , and ω_2 to the sunset hour angle, ω_{SS} , i.e.:

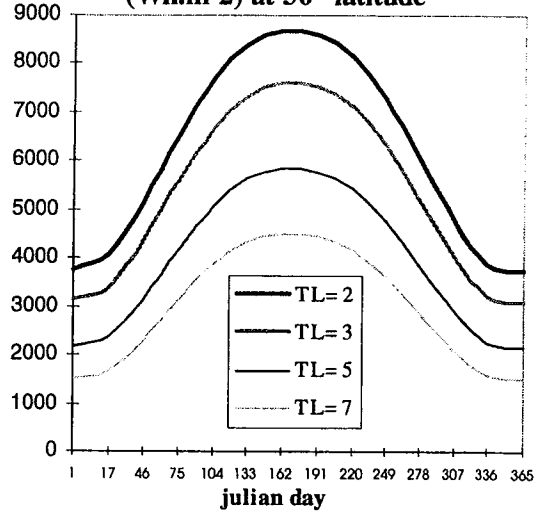
$$B_{cd} = B_c(\omega_{SR}, \omega_{SS}). \quad (25)$$

The daily sum of beam irradiation at different latitudes (30° and 60°), B_{cd} , is displayed in Fig. 6 for various turbidities, as a function of the julian day. The daily sum decreases as the turbidity increases. The distribution over the year of the daily sum is more peaked as the latitude increases, and also as the turbidity decreases.

3.2. The diffuse component

The diffuse horizontal irradiation, $D_c(\omega_1, \omega_2)$, is computed by the analytical integration of the

**Daily sum of beam irradiation
(Wh.m-2) at 30° latitude**



**Daily sum of beam irradiation
(Wh.m-2) at 60° latitude**

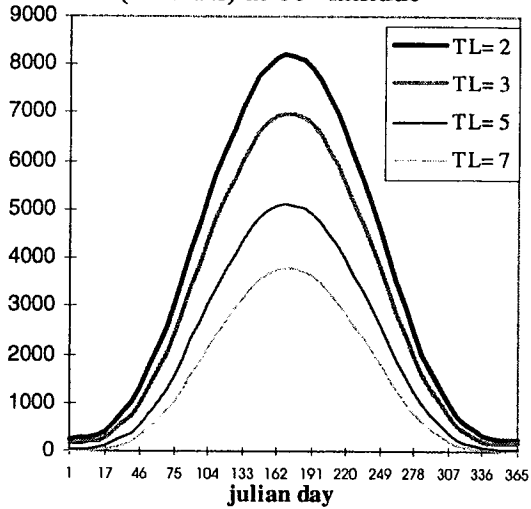


Fig. 6. The daily sum of beam horizontal irradiation for clear sky, B_{cd} computed at 30° and 60° latitude.

diffuse irradiance (Eq. (8)) over any period defined by ω_1 and ω_2 , and is equal to:

$$D_c(\omega_1, \omega_2) = I_0 \varepsilon \left(\frac{Dl}{2\pi} \right) T_{rd}(T_L(AM2)) [D_0 \omega + D_1 \sin(\omega) + D_2 \sin(2\omega)] \omega_1^{\omega_2} \quad (26)$$

with the coefficients D_0 , D_1 and D_2 given by:

$$\begin{cases} D_0 = A_0 + A_1 \sin(\Phi \sin \delta) + A_2 [\sin(\Phi)]^2 [\sin(\delta)]^2 + 0.5 A_3 [\cos(\Phi)]^2 [\cos(\delta)]^2 \\ D_1 = A_1 \cos(\Phi \cos \delta) + 2 A_2 \sin(\Phi \sin \delta \cos(\Phi \cos \delta)) \\ D_2 = 0.25 A_3 [\cos(\Phi)]^2 [\cos(\delta)]^2 \end{cases} \quad (27)$$

where the A_i coefficients only depend on the

Linke turbidity factor for air mass 2 and have been given previously (Eq. (11)).

The daily integral is achieved by setting ω_1 equal to the sunrise hour angle, ω_{SR} , and ω_2 to the sunset hour angle, ω_{SS} , i.e.

$$D_{cd} = D_c(\omega_{SR}, \omega_{SS}). \quad (28)$$

The daily sum of diffuse irradiation at different latitudes (30° and 60°), D_{cd} , is displayed in Fig. 7 for various turbidities, as a function of the julian day. The daily sum increases as the turbidity increases. The distribution over the year of the

daily sum is more peaked as the latitude increases, and also as the turbidity increases.

3.3. Are both formulations equivalent?

For each component of the irradiance, two empirical formulations have been proposed in Sections 2 and 3. The first one (Section 2) has been investigated for the assessment of irradiance (W m^{-2}), and gives instantaneous values of solar radiation. The second one (Section 3) is more suitable to compute irradiation (Wh m^{-2}), since it offers an analytical function of ω , which is equivalent to the hour: thus, irradiance can be integrated analytically during the appropriate time period (for instance 1 h, or 1 day) in order to compute irradiation. To integrate irradiance, the method presented in Section 3 decomposes both the beam and the diffuse components using transmission functions and solar angular functions. Irradiation can also be computed by numerical integration of the formulation of Section 2 using fitting time steps. But, as discussed in Section 3.1, an analytical integration is easier to handle than a numerical one.

Both formulations have been compared for the computation of the clear-sky beam horizontal irradiance (Eqs. (1) and (14)). Fig. 8 displays both models for beam irradiance. The differences are small, they do not exceed 18 W m^{-2} as shown in Fig. 9 and are less than 3% for solar elevation above 25° . The diffuse irradiance has the same formulation in both sections. Therefore, the difference between the global irradiance in Section 2 and Section 3 is given by the difference between beam irradiances. Both formulations lead to very similar results and should be considered as equivalent for the assessment of the beam irradiance. Therefore, to compute the irradiation, the easiest-to-compute formulation should be preferred. The formulation of Section 3 is the simplest and should be used to compute clear-sky irradiation.

3.4. The global irradiation

The clear-sky global irradiation is obtained as the sum of the clear-sky beam horizontal irradiation and the clear-sky diffuse horizontal irradiation between two instants t_1 and t_2 , according to the Eq. (19)

$$G_c(\omega_1, \omega_2) = B_c(\omega_1, \omega_2) + D_c(\omega_1, \omega_2). \quad (29)$$

The parameters ω_1 and ω_2 are respectively set to ω_{SR} and ω_{SS} for the computation of the daily sum of clear sky global irradiation:

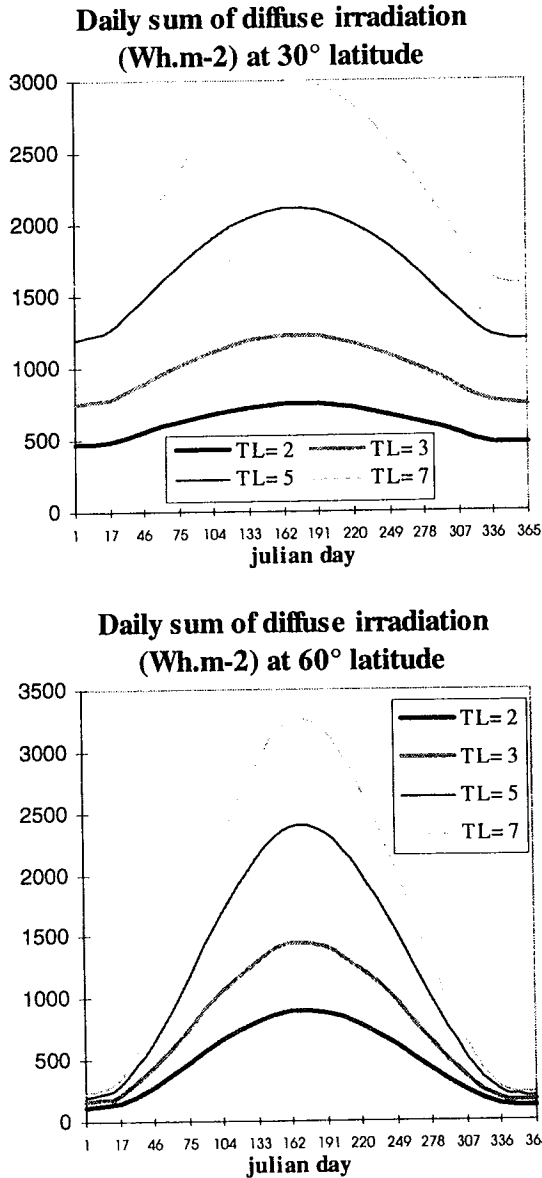


Fig. 7. The daily sum of diffuse horizontal irradiation for clear sky, D_{cd} , computed at 30° and 60° latitude.

Beam irradiance (W.m-2) evaluated with both models (§2 and §3)

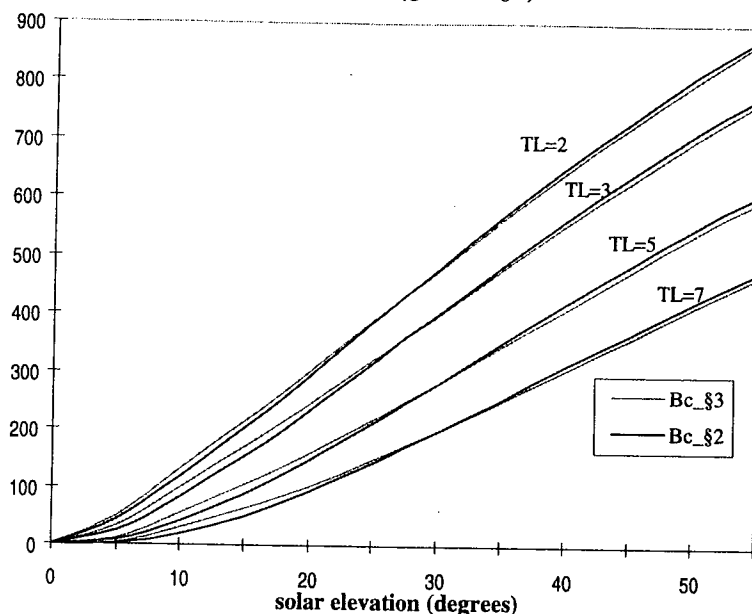


Fig. 8. Comparison between both models: Bc_§2 (Section 2) and Bc_§3 (Section 3) for the computation of the beam horizontal irradiance for clear sky. The computation has been made at mean solar distance, 45° latitude and 0° longitude (the solar declination δ is equal to 5.70°, ϵ is equal to 1, and $\gamma_{\text{sun}} > 30^\circ$).

Difference [Bc (§2) - Bc (§3)] (W.m-2)

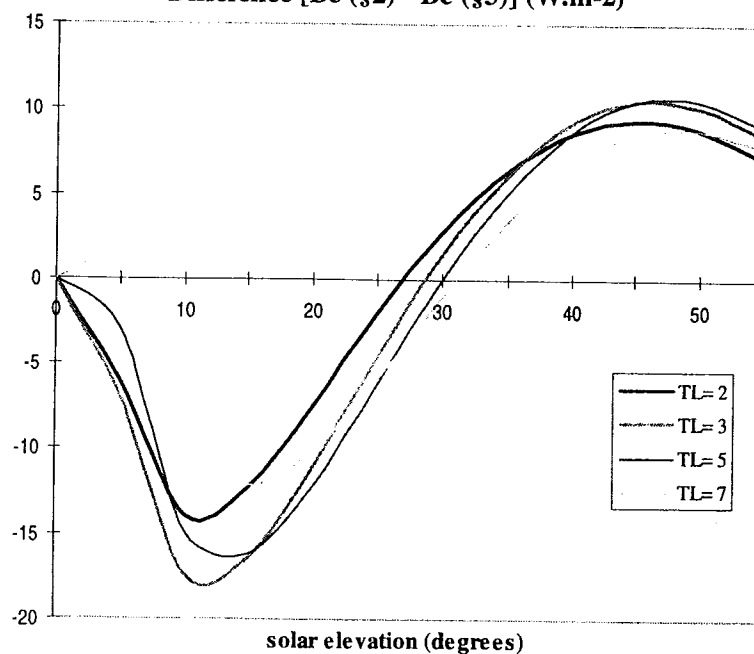


Fig. 9. Difference between Bc_§2 (beam irradiance for clear sky, Section 2) and Bc_§3 (beam irradiance for clear sky, Section 3), as a function of the solar elevation and T_L (AM2), at mean solar distance.

$$G_c(\omega_{SR}, \omega_{SS}) = B_c(\omega_{SR}, \omega_{SS}) + D_c(\omega_{SR}, \omega_{SS}) \quad (30)$$

$$\Leftrightarrow G_{cd} = B_{cd} + D_{cd} \quad (31)$$

The daily sum of global irradiation at different latitudes (30° and 60°), G_{cd} , is displayed in Fig. 10 for various turbidities, as a function of the julian day. The daily sum decreases as the turbidity increases. The distribution over the year of the daily sum is more peaked as the latitude increases, and also as the turbidity decreases.

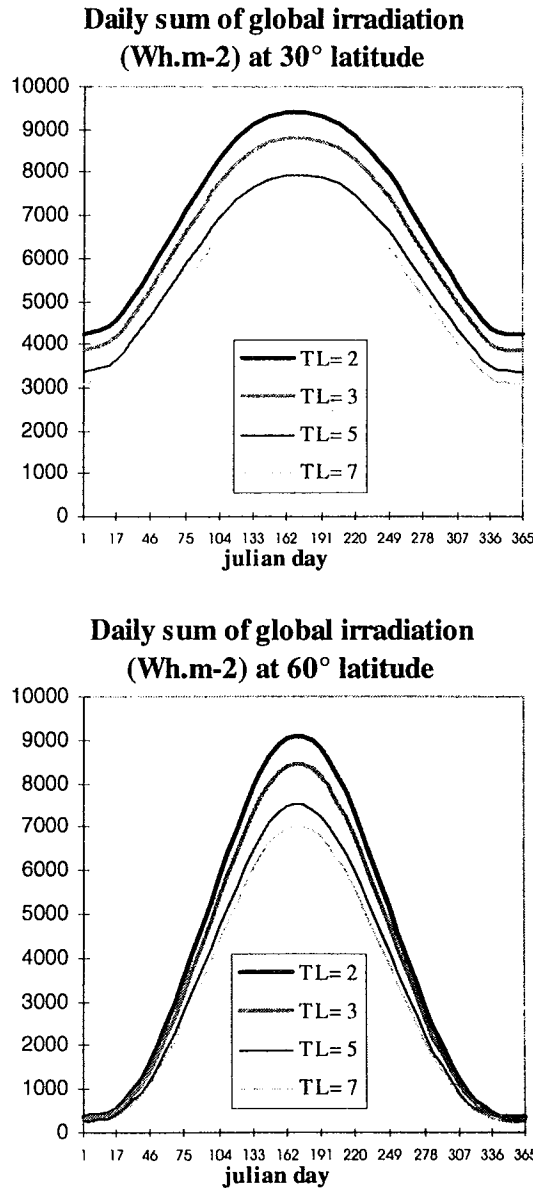


Fig. 10. The daily sum of global horizontal irradiation for clear sky, G_{cd} , computed at 30° and 60° latitude.

4. COMPARISON WITH OTHER CLEAR-SKY MODELS

4.1. Comparison with clear-sky models used previously in the Heliosat method

In the original version of the Heliosat method, Cano *et al.* (1986) used the model of Bourges (1979) to obtain the global irradiance under clear-sky:

$$G_{c(Bourges)} = 0.70 I_0 \varepsilon (\sin \gamma_s)^{1.15} \quad (32)$$

Fig. 11 displays the global irradiances for this model and the ESR.A model. Four different values of the Linke turbidity factor have been used: 2, 3, 5, and 7. When the solar elevation is low, both models give similar results. But when the solar elevation becomes higher than 30°, the values given by the model of Bourges are close to the values given by the ESR.A model for a Linke turbidity factor between 5 and 7. Yet, in Europe, the average Linke turbidity factor is about 3.5. Therefore, the global irradiance estimated by the model of Bourges is too low for Europe, as a general rule.

The global clear-sky irradiance given by the model of Perrin de Brichambaut and Vauge (1982), hereafter noted PdBV, was used by Moussu *et al.* (1989) in their study on the Heliosat method. This model is very similar to the model of Bourges, and is given by:

$$G_{c(PdBV)} = 0.81 I_0 \varepsilon (\sin \gamma_s)^{1.15} \quad (33)$$

This model, as well as that of Bourges, does not explicitly take into account the aerosols, the water content, nor the ground albedo. To check the validity of this model, Moussu *et al.* compare it to the clear-sky model described by Iqbal (1983, model C) after the works of Bird and Hulstrom (1981a,b) for various values of ground albedo, precipitable water thickness, and horizontal visibility. The comparison demonstrates that the shape of the model PdBV is consistent with the model C and that the variation of G_c is well described by the function $(\sin \gamma_s)^{0.15}$. However the magnitude of $G_{c(PdBV)}$ suffers from the lack of input parameters. Fig. 11 displays also the PdBV model. One can note that for a Linke turbidity factor equal to 3, the ESR.A and PdBV models give very similar values of the clear-sky global irradiance for all range of solar elevation.

Both models, $G_{c(Bourges)}$ and $G_{c(PdBV)}$ have been useful to establish the Heliosat method for the assessment of the solar radiation and ground

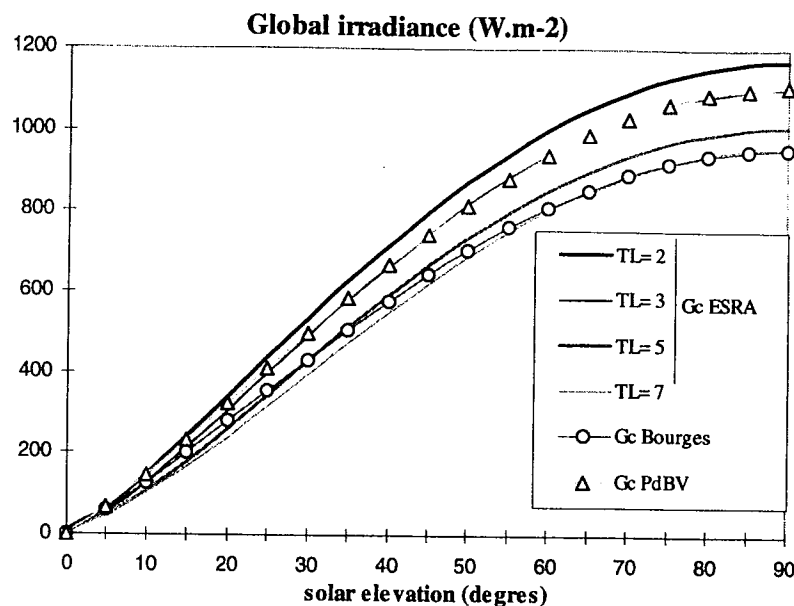


Fig. 11. Comparison between the ESRA model ($G_{c, ESRA}$) for different values of $T_L(AM2)$, the model of Bourges, 1979 ($G_{c, Bourges}$), and the model of Perrin de Brichambaut and Vauge, 1982 ($G_{c, PdBV}$).

albedo. However their lack of accuracy prevents from further improvements in the Heliosat method. A more accurate model is needed which includes other parameters, such as the Linke turbidity factor and the elevation. A first step was made by Iehlé *et al.* (1997) who established that the introduction of the ESRA model in the Heliosat method would result in an increase of the accuracy of the estimates. They briefly examined the models of Kasten (European Solar Radiation Atlas; Palz, 1984) and of Dumortier (1995) on purely analytical grounds. They concluded that within Heliosat both models should lead to slightly larger mean bias errors than the ESRA model. Iehlé *et al.* only used one year of data for four stations in Europe. In the course of the Satellight programme funded by the European Commission (Fontoynt *et al.*, 1998), it was also concluded that the use of the Linke turbidity factor increases the accuracy of the estimates made by the Heliosat method. In this Satellight version of the Heliosat method, the clear-sky model is the one of Dumortier. Similar findings on the benefit of introducing $T_L(AM2)$ were made by Rigollier and Wald (1999).

4.2. Comparison with other models

Other models taking into account the Linke turbidity factor and ground elevation have been compared to the ESRA model. The clear-sky irradiance given in the WMO document 557

(World Meteorological Organization, 1981, p. 124) is:

$$G_c = (1297 - 57T_L(AM2)) (\sin \gamma_s)^{(1.36 + T_L(AM2)/33)} \quad (34)$$

Rigollier and Wald (1999) show that it provides similar results to the ESRA model. They also raise doubts on the equation for diffuse component which does not behave properly at low solar elevations (below 10–15°) and overestimates the diffuse radiation. They recommended the use of the ESRA model instead.

The model of Dumortier and a MODTRAN derived model have been retained for comparison with the ESRA model. The three models have in common the equation for beam radiation (Eq. (1)). Accordingly, the comparison is restricted to the diffuse component D_c . For validation, half-hourly measurements of either global and direct, or global and diffuse irradiation were used at seven stations for different time periods (Table 2). The diffuse, or direct component is computed by the subtraction of the measured component from the global irradiation. The instantaneous Linke turbidity factor is deduced from the measurements using Eq. (1) and assuming that the half-hourly irradiation can be assimilated to the irradiance:

$$T_L(AM2) = -\ln(B_c/I_0 \varepsilon \sin \gamma_s) / 0.8662 \delta_R(m) m \quad (35)$$

Table 2. Description of the ground data used to compare the diffuse clear-sky models

Station name	Latitude N; longitude E	Elevation	Available data	Period of measurement
Aas (Norway)	59.67; 10.77	85 m	Global-Diffuse	9 months (04/95–12/95)
Freiburg (Germany)	47.98; 7.83	280 m	Global-Beam	2 years (06/93–05/94 and 97–98)
Gävle (Sweden)	60.67; 17.16	16 m	Global-Diffuse	9 months (04/95–12/95)
Geneva (Switzerland)	46.20; 6.09	400 m	Global-Beam	1 year (1994, April excluded)
Oldenburg (Germany)	53.13; 8.22	20 m	Global-Beam	1 year (10/95–10/96)
Sede Boqer (Israel)	30.85; 34.78	475 m	Global-Beam	1 year (1994)
Vaulx-en-Velin (France)	45.78; 4.93	170 m	Global-Diffuse	1 year (1994)

Non clear-skies are then excluded from the measurements by excluding large values of $T_L(\text{AM}2)$. In fact, two thresholds were used, ranging from 2.0 to 6.5, defining 15 $T_L(\text{AM}2)$ intervals, partly overlapping each other, in order to check the influence of such choices on the conclusions: [2.0–3.5], [2.5–3.5], [3.0–3.5], [2.0–4.0], [2.5–4.0], [3.0–4.0], [2.0–5.0], [2.5–5.0], [3.0–5.0], [2.0–6.0], [2.5–6.0], [3.0–6.0], [2.0–6.5], [2.5–6.5], [3.0–6.5]. The remaining measurements were then compared to the three models of diffuse irradiance. This irradiance is also assimilated to the half-hourly irradiation for the comparison.

The model of Dumortier (1995) is defined only for solar elevation angles lower than 70° , and is given by the following expression:

$$D_c = I_0 \varepsilon (0.0065 + (-0.045 + 0.0646 T_L(\text{AM}2)) \sin \gamma_s - (-0.014 + 0.0327 T_L(\text{AM}2)) \sin^2 \gamma_s) \quad (36)$$

with the conditions: $\gamma_s < 70^\circ$ and $2.5 \leq T_L(\text{AM}2) \leq 6.5$.

The third model was developed at the University of Oldenburg (Beyer *et al.*, 1997) using the radiative transfer code MODTRAN 3.5 (Kneizys *et al.*, 1996). Various simulations were made using various sets of parameters. The following expression was found to fit well the outputs of MODTRAN:

$$D_c = I_0 \varepsilon (a + b T_L(\text{AM}2) + c T_L(\text{AM}2)^2 + (d + e T_L(\text{AM}2) + f T_L(\text{AM}2)^2) \sin \gamma_s + (g + h T_L(\text{AM}2) + i T_L(\text{AM}2)^2) \sin^2 \gamma_s) \quad (37)$$

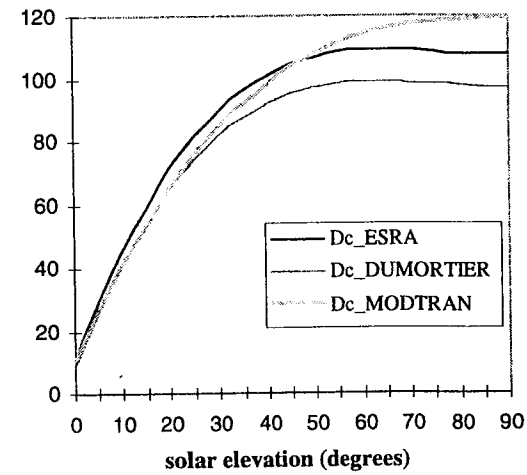
$$\begin{aligned} a &= 0.017991 & d &= -0.112593 & g &= -0.019104 \\ b &= -0.003967 & e &= 0.101826 & h &= -0.022103 \\ c &= 0.000203 & f &= -0.006220 & i &= 0.003107 \end{aligned}$$

Fig. 12 displays these three models for a Linke turbidity factor of 3 and 6. These models are quite

similar for low solar elevation and diverge at high elevation.

For each remaining measurement, the three models were performed using the corresponding half-hourly $T_L(\text{AM}2)$ value. The differences between the model estimates and the observations were computed and then summarised as bias

Diffuse irradiances with $T_L = 3 \text{ (W.m}^{-2}\text{)}$



Diffuse irradiances with $T_L = 6 \text{ (W.m}^{-2}\text{)}$

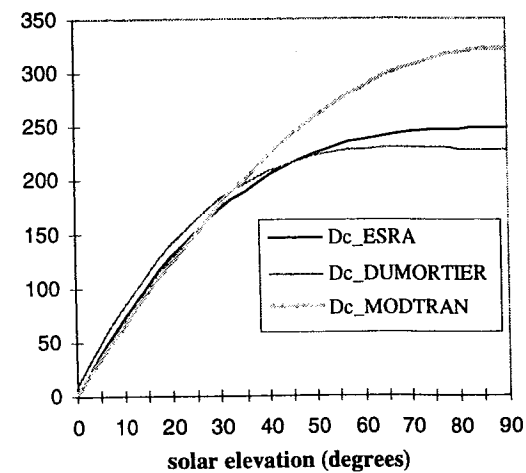


Fig. 12. The diffuse components of the ESRA model (D_{c_ESRA}), the Dumortier model ($D_{c_DUMORTIER}$), and the MODTRAN model ($D_{c_MODTRAN}$) for $T_L(\text{AM}2) = 3$ and 6, at mean sun–earth distance.

On the clear sky model of the ESRA — European Solar Radiation Atlas — with respect to the Heliosat method 45

Table 3. Results in Wh m^{-2} obtained when comparing the diffuse models of Dumortier, ESRA, and MODTRAN with half-hourly values. Only the values corresponding to a $T_L(\text{AM2})$ between 2.5 and 6.5 have been retained. All values of solar elevations are kept

	Ground	ESRA		Dumortier		MODTRAN	
	mean	Rmse	Bias	Rmse	Bias	Rmse	Bias
Aas	85	23 (27%)	1	23 (27%)	-1	22 (26%)	1
Freiburg 93	135	33 (24%)	-14	35 (26%)	-17	28 (21%)	-7
Freiburg 97	99	30 (30%)	13	29 (29%)	10	35 (35%)	17
Gävle	111	27 (24%)	-10	29 (26%)	-14	26 (24%)	-10
Geneva	103	33 (32%)	14	31 (30%)	10	40 (39%)	19
Oldenburg	105	26 (25%)	-5	27 (25%)	-7	26 (25%)	-4
Sede Boqer	102	26 (26%)	10	24 (24%)	5	27 (27%)	15
Vaulx-en-Velin	112	27 (24%)	6	27 (24%)	4	33 (30%)	13

(estimates mean minus observations mean) and root mean square error (rmse) for each range of $T_L(\text{AM2})$ and some ranges of solar elevation (Table 3).

When comparing the different models, the results obtained show that the three clear-sky models give similar results. None of the models always give the best results. However, one can note that the ESRA clear-sky model never gives the worst errors. Therefore it may be considered as the most robust of the three models. This property is a key point when automatic processing of large volumes of data is at stake. For this reason, the ESRA clear-sky model should be preferred. For this model, the rmse is comprised between 11 and 35 Wh m^{-2} , for all ranges of $T_L(\text{AM2})$ for diffuse irradiation up to 250 Wh m^{-2} . There is no significant dependence of the results on the geographical location and on the ground elevation. The results obtained for Freiburg, where two datasets of 1 year are available, show a high temporal variability.

We have validated these conclusions with another dataset of seven stations which is more expanded in time: from 1981 to 1990, but it offers a lower geographical coverage (Table 4). This dataset is extracted from the ESRA. Uccle offers half-hourly measurements of global, diffuse and beam irradiances, while only hourly sums of global and diffuse irradiation are available for the other stations.

The results computed over 10 years show that even if the errors are similar for the three models, the ESRA model always gives the best results for all stations when considering average errors over the 10 years. In Tables 5 and 6 are reported root mean square errors (rmse) and bias for the three models, and for two ranges of $T_L(\text{AM2})$.

The results are slightly the same for the different sites. There is still no significant dependence of the results on ground elevation or geographical location. Moreover, the differences in error observed in 1994 between two remote sites such as Sede Boqer and Vaulx-en-Velin are not higher

Table 4. Description of the second dataset of ground stations. The data are measured from January 1981 to December 1990

Station name	Latitude N; longitude E	Elevation	Station name	Latitude N; longitude E	Elevation
Braunschweig (Germany)	52.30; 10.45	83 m	Würzburg (Germany)	49.77; 9.97	275 m
Dresden (Germany)	51.12; 13.68	246 m	Weihenstephan (Germany)	48.40; 11.70	472 m
Hamburg (Germany)	53.65; 10.12	49 m	Uccle (Belgium)	50.80; 4.35	100 m
Trier (Germany)	49.75; 6.67	278 m			

Table 5. Results in Wh m^{-2} obtained when comparing the diffuse models of ESRA, Dumortier, and MODTRAN with hourly values of the second ground dataset. $T_L(\text{AM2})$ ranges from 2.5 and 3.5

	Ground	ESRA		Dumortier		MODTRAN	
	mean	Rmse	Bias	Rmse	Bias	Rmse	Bias
Braunschweig	79	19 (24%)	-8	22 (28%)	-15	22 (28%)	-11
Dresden	61	13 (22%)	-2	15 (25%)	-8	16 (26%)	-6
Hamburg	70	15 (22%)	-3	18 (25%)	-9	18 (25%)	-6
Trier	76	17 (22%)	-3	19 (25%)	-10	19 (25%)	-6
Würzburg	76	17 (23%)	-5	20 (27%)	-12	20 (26%)	-9
Weihenstephan	72	20 (27%)	-1	21 (29%)	-7	21 (30%)	-4
Uccle	66	16 (25%)	-1	17 (26%)	-7	18 (27%)	-4
All stations	71	17 (24%)	-3	19 (27%)	-9	19 (27%)	-7

Table 6. As Table 5 but for T_L (AM2) ranging from 2.5 to 6.5

	Ground mean	ESRA		Dumortier		MODTRAN [†]	
		Rmse	Bias	Rmse	Bias	Rmse	Bias
Braunschweig	121	23 (19%)	-10	25 (21%)	-11	23 (19%)	-7
Dresden	101	19 (19%)	1	20 (20%)	0	22 (22%)	3
Hamburg	107	20 (19%)	-5	21 (20%)	-6	21 (20%)	-4
Trier	119	23 (19%)	-7	25 (21%)	-10	23 (19%)	-4
Würzburg	120	22 (19%)	-7	24 (20%)	-9	23 (19%)	-4
Weihenstephan	114	24 (21%)	-2	25 (22%)	-4	26 (23%)	2
Uccle	110	20 (18%)	-2	21 (19%)	-4	21 (19%)	0
All stations	113	22 (19%)	-5	23 (21%)	-6	23 (20%)	-2

than those observed between 1981 and 1990 for the different German stations. This low spatial variability allows to conclude that the model is not affected by the climate. The high temporal variability noted for Freiburg between results in 1993 or in 1997 is also observed for this 10-year dataset. For example, for a Linke turbidity factor ranging from 2 to 3.5, rmse of the ESRA model are varying from 11 to 18 Wh m⁻² in Hamburg while the 10-year error is 15 Wh m⁻². In Weihenstephan, rmse are varying from 14 to 25 Wh m⁻² while the 10-year error is 19 Wh m⁻². Half-hourly values are available for Uccle, therefore a computation has been made to get hourly values in order to compare errors obtained from these two kinds of data. Similar numbers are observed for the assessment of the irradiation on an hourly basis than those obtained from half-hourly basis.

Tables 7 and 8 report values of rmse, relative rmse, and bias for the ESRA model and selected solar elevations: $20^\circ \leq \chi \leq 25^\circ$, $40^\circ \leq \chi \leq 45^\circ$, and $60^\circ \leq \chi \leq 65^\circ$. These tables have been drawn for Würzburg, but are representative of the other German stations since there is no climate effect. On the one hand, there is no clear dependence on the solar elevation within the results, even if the errors are varying from one range to another. On the other hand, these tables illustrate the importance of the selection of the range of T_L (AM2) on the results. The rmse in Wh m⁻² decreases when

skies are getting clearer. This holds for all models and all ranges of solar elevation and numbers should be considered with care. However the conclusions drawn are valid for all ranges of T_L (AM2).

In this study, Eq. (1) was used to compute T_L (AM2) for the sake of the simplicity. If the second formulation (Eq. (14)) had been used, it would have resulted in slightly different T_L (AM2) values but similar errors than the first formulation.

5. CONCLUSION

We have analysed the models proposed by the new digital European Solar Radiation Atlas (ESRA) for the assessment of the irradiance and the irradiation under clear sky for both the beam and the diffuse components. We have investigated the variations of these models with various parameters, namely the sun elevation and the Linke turbidity factor. The ESRA proposes two sets of models. One is best suited for the assessment of the irradiance. The other should be preferred for the computation of hourly irradiation and daily sum of irradiation. We conclude that these models can be used in the framework of the Heliosat method, especially the second one, since the aim of the Heliosat method is to estimate solar irradiation received at ground level from satellite images.

Table 7. Results in Wh m⁻² obtained for different ranges of solar elevation when comparing the diffuse ESRA model with hourly values measured in Würzburg (Germany). Only the values corresponding to a Linke turbidity factor between 2.5 and 6.5 have been retained

Solar elevation	Number of values	Ground mean	Bias	Rmse	Relative rmse
60°–65°	243	197	-16	32	16%
40°–45°	717	174	-11	27	16%
20°–25°	1236	118	-7	22	18%

Table 8. As Table 7 but with T_L (AM2) ranging between 2.5 and 3.5

Solar elevation	Number of values	Ground mean	Bias	Rmse	Relative rmse
60°–65°	29	109	5	21	19%
40°–45°	73	105	1	19	18%
20°–25°	235	86	-7	20	23%

The ESRA model has been compared to several other clear-sky models and has proved to be the most accurate as a whole, though other models lead to similar results.

Compared to the other models used up to now in the Heliosat method, the accuracy in the ESRA model is mostly gained by the introduction of the Linke turbidity factor. From an operational point of view, the use of the ESRA model implies the knowledge at each pixel of the image, of the Linke turbidity factor and of the ground elevation. Digital maps of ground elevation are currently available for the whole Earth with a spatial resolution suitable for the processing of images from the meteorological satellites. Accuracy elevation may be questioned in several parts of such maps. However the impact of this accuracy on the outputs of the ESRA model is less than the impact of an error on T_L (AM2). This factor is hardly known everywhere and an effort should be devoted to its assessment at each pixel of the image, at least on a climatological basis, season by season.

These models have been coded in language C and should be available as sources at the WWW site Helioserve: www-helioserve.cma.fr/. In this site, the user can already simulate the clear-sky irradiation, given the geographical site, the elevation and the Linke turbidity factor. A database of the Linke turbidity factor has also been set up for about 500 sites. These values are available in this WWW site and can be used for a better assessment of the clear-sky radiation (Angles *et al.*, 1998).

Acknowledgements—The content of the present paper was influenced by some chapters of the ESRA handbook. Fruitful discussions with John Page (Sheffield, UK) have helped to improve the clearness of this article. The authors deeply acknowledge the help of the University of Oldenburg (Germany); part of this work was done there using their valuable softwares and databases. This work was partly supported by the programme JOULE of the European Commission (DGXII): programmes ESRA (co-ordinator: K. Scharmer, GET, Germany) and SatelliLight (co-ordinator: M. Fontoynt, ENTPE, France).

REFERENCES

- Angles J., Menard L., Bauer O. and Wald L. (1998) A Web server for accessing a database on solar radiation parameters. In *Proceedings of the Earth Observation and Geospatial Web and Internet Workshop '98*. Vol. Heft 27, Strobl J. and Best C. (Eds.), pp. 33–34. Salzburger Geographische Materialien, Universität Salzburg, Salzburg, Austria.
- Beyer H. G., Hammer A., Heinemann D. and Westerhellweg A. (1997) Estimation of diffuse radiation from Meteosat data. In *North Sun '97, 7th International Conference On Solar Energy at High Latitudes, Espoo-Otaniemi, Finland*.
- Bird R. and Hulstrom R. L. (1981a) Direct insolation models. *Trans. ASME J. Solar Energy Eng.* **103**, 182–192.
- Bird R. and Hulstrom R. L. (1981b) A simplified clear sky model for direct and diffuse insolation on horizontal surfaces. Report SERI/TR-642-761, Solar Energy Research Institute, Golden, CO, USA.
- Bourges G. (1979) Reconstitution des courbes de fréquence cumulée de l'irradiation solaire globale horaire reçue par une surface plane. In Report CEE 295-77-ESF, Vol. tome II, Centre d'Energétique de l'Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris, Paris, France.
- Cano D., Monget J. M., Albuissou M., Guillard H., Regas N. and Wald L. (1986) A method for the determination of the global solar radiation from meteorological satellite data. *Solar Energy* **37**, 31–39.
- Dumortier D. (1995) Modelling global and diffuse horizontal irradiances under cloudless skies with different turbidities. In *Final Report JOU2-CT92-0144, Daylight II*, Ecole Nationale des Travaux Publics de l'État, Vaulx-en-Velin, France.
- Fontoynt M., Dumortier D., Heinemann D., Hammer A., Olseth J., Skartveit A., Ineichen P., Reise C., Page J., Roche L., Beyer H. -G. and Wald L. (1998) SatelliLight: a WWW server which provides high quality daylight and solar radiation data for Western and Central Europe. In *Proceedings of the 9th Conference On Satellite Meteorology and Oceanography*, Vol. EUM P 22, pp. 434–435, Eumetsat, Darmstadt, Germany.
- Iehl A., Lefèvre M., Bauer O., Martolini M. and Wald L. (1997). In *Meteosat: a valuable tool for agro-meteorology*, Joint Research Center, Ispra, Italy, Final Report for the European Commission.
- Iqbal M. (1983). In *An Introduction To Solar Radiation*, pp. 107–169, Academic Press, New York.
- Kasten F. and Young A. T. (1989) Revised optical air mass tables and approximation formula. *Appl. Opt.* **28**(22), 4735–4738.
- Kasten F. (1996) The Linke turbidity factor based on improved values of the integral Rayleigh optical thickness. *Solar Energy* **56**, 239–244.
- Kneizys F. X. et al. (1996). In *The MODTRAN 2/3 Report and LOWTRAN 7 Model. Technical Report*, Phillips Laboratory, Geophysics Directorate, Hanscom AFB.
- Moussu G., Diabate L., Obrecht D. and Wald L. (1989) A method for the mapping of the apparent ground brightness using visible images from geostationary satellites. *Int. J. Remote Sensing* **10**(7), 1207–1225.
- Page J. K. (1995). *The estimation of diffuse and beam irradiance, and diffuse and beam illuminance from daily global irradiation, a key process in the evolution of microcomputer packages for the new European Solar Radiation and Daylighting Atlases*, Technical Report No. 8, prepared June 30th, 1995 and revised August 6th, 1995, 37+5 pp. of tables. Appendix 1: Solar elevation functions for estimating cloudless day beam irradiance and daily beam irradiation on horizontal surfaces from the beam transmittance, 12 pp.+5 pp. of tables. Page, J.K., 1996. Technical Report No. 8, revised September 21st, 1996, 36 pp.+5 pp. of tables. Appendix 1: Revised September 22nd, 1996, 13 pp.+5 pp. of tables.
- Perrin de Brichambaut C. and Vauge C. (1982). *Le gisement solaire: évaluation de la ressource énergétique*, Technique et documentation (Lavoisier), Paris.
- Rigollier C. and Wald L. (1999) Selecting a clear-sky model to accurately map solar radiation from satellite images. In *Proceedings of the 19th EARSeL Symposium 'Remote Sensing in the 21st Century: Economic and Environmental Applications'*, Valladolid, Spain, Nieuwenhuis G., Vaughan R. and Molenaar M. (Eds.), Balkema.
- Second Improved and Extended Edition, (1984). European Solar Radiation Atlas, vols. I and II, Palz W. (Ed.), Commission of the European Communities, DG Science, Research and Development, Bruxelles, Report No. EUR 9344.

- Wald L., Albuissou M., Czeplak G., Bourges B., Aguiar R., Lund H., Joukoff A., Terzenbach U., Beyer H. G. and Borisenko E. P. (1999). In 4th ed including CD-ROM, ESRA — European Solar Radiation Atlas, Greif J. and Scharmer K. (Eds.), Commission of the European Communities by Presses de l'Ecole, Ecole des Mines de Paris, Paris, France, Scientific advisors: R. Dogniaux, J.K. Page.
- World Meteorological Organization (1981). In *Meteorological Aspects of the Utilization of Solar Radiation as an Energy Source. Annex: World Maps of Relative Global Radiation. Technical Note No. 172, WMO-No. 557*, p. 298, WMO, Geneva, Switzerland.

Annexe B

Eclairement solaire spectral extraterrestre et réponse spectrale normalisée des capteurs Meteosat

λ	$I_{0\lambda}$	S_{λ} (met-1)	S_{λ} (met-2)	S_{λ} (met -3)	S_{λ} (met -4)	S_{λ} (met -5)	S_{λ} (met -6)	S_{λ} (met -7)
0,3	52,85	0	0	0	0	0,01453	0	0
0,31	61,1	0	0	0	0,01737	0,04098	0,0094	0,001
0,32	73,8	0	0	0	0,03474	0,06743	0,0188	0,0035
0,33	99,9	0	0	0	0,05212	0,09629	0,0402	0,011
0,34	94,3	0	0	0	0,06949	0,12756	0,0736	0,025
0,35	95,65	0	0	0	0,08687	0,15882	0,107	0,03
0,36	94,9	0	0	0	0,11414	0,19028	0,1404	0,025
0,37	114,95	0	0	0	0,14141	0,22174	0,1738	0,0135
0,38	117,1	0	0,011	0	0,17202	0,253	0,2073	0,0235
0,39	113,1	0	0,032	0	0,20596	0,28407	0,2409	0,0585
0,4	161,6	0,057	0,053	0	0,2399	0,31513	0,2745	0,1705
0,41	170,65	0,063	0,071	0	0,26835	0,34118	0,3081	0,2695
0,42	174,05	0,082	0,088	0,05257	0,31102	0,38026	0,3417	0,35
0,43	152,2	0,108	0,105	0,10514	0,33939	0,40882	0,37925	0,4375
0,44	178,4	0,114	0,12	0,15771	0,36767	0,43988	0,42075	0,5175
0,45	207,05	0,139	0,136	0,228	0,4101	0,48647	0,4415	0,591
0,46	204,1	0,158	0,158	0,2968	0,43384	0,51854	0,4915	0,674
0,47	198,15	0,19	0,181	0,3656	0,42424	0,52455	0,501	0,6845
0,48	204,6	0,211	0,205	0,425	0,44949	0,55311	0,5385	0,705
0,49	190,5	0,234	0,23	0,475	0,47475	0,58066	0,565	0,7295
0,5	188,1	0,253	0,255	0,54	0,50909	0,61523	0,604	0,7545
0,51	194,15	0,285	0,289	0,58	0,54545	0,6518	0,635	0,787
0,52	180,4	0,316	0,322	0,63333	0,58485	0,69489	0,68	0,8235
0,53	192,4	0,361	0,357	0,66667	0,62828	0,74399	0,7165	0,864
0,54	186,55	0,392	0,392	0,7	0,66364	0,77405	0,7495	0,8975
0,55	189,85	0,443	0,428	0,72857	0,65303	0,76804	0,75	0,908
0,56	184,35	0,494	0,474	0,75714	0,64192	0,73747	0,7315	0,9
0,57	182,6	0,519	0,519	0,78571	0,64545	0,73697	0,749	0,895
0,58	183,7	0,557	0,562	0,82467	0,67374	0,76403	0,779	0,888
0,59	175,15	0,608	0,603	0,84933	0,71061	0,80261	0,801	0,8805
0,6	173,35	0,646	0,644	0,874	0,73131	0,82064	0,8155	0,873
0,61	171,6	0,665	0,674	0,89133	0,75657	0,83567	0,8325	0,8725
0,62	169,3	0,696	0,704	0,918	0,79293	0,87625	0,8655	0,8765
0,63	165,6	0,728	0,737	0,936	0,84949	0,92134	0,9155	0,8785
0,64	163,8	0,766	0,772	0,954	0,91515	0,96844	0,9685	0,891
0,65	159,15	0,804	0,808	0,972	0,95606	1	0,9955	0,898
0,66	152,4	0,835	0,842	0,9776	0,97778	0,999	1	0,9075
0,67	151	0,861	0,875	0,9832	0,97323	0,96794	0,9935	0,914
0,68	147,5	0,899	0,912	0,9888	0,97273	0,93788	0,9715	0,9235
0,69	142,05	0,937	0,951	0,9944	0,9596	0,92285	0,9625	0,931
0,7	143,15	0,975	0,99	0,99267	0,96919	0,8978	0,9545	0,943
0,71	139,4	0,994	0,994	0,98533	0,97576	0,88978	0,939	0,9535
0,72	137,4	1	0,998	0,978	0,9899	0,87675	0,9255	0,9625
0,73	136,1	0,981	0,997	0,97067	0,99949	0,8517	0,8995	0,9715
0,74	131,05	0,975	0,992	0,96333	0,97374	0,84118	0,883	0,9675
0,75	127,1	0,962	0,987	0,956	0,99444	0,81814	0,8595	0,9735
0,76	122,65	0,962	0,978	0,9448	0,97828	0,79108	0,824	0,98
0,77	119	0,962	0,969	0,9336	0,99495	0,76904	0,807	0,9885
0,78	118,2	0,956	0,963	0,9224	0,9904	0,73948	0,7755	0,9965
0,79	115	0,949	0,96	0,9112	0,99495	0,71593	0,75	0,9975
0,8	114,85	0,937	0,956	0,88571	1	0,69038	0,72	1
0,81	111,3	0,924	0,934	0,87143	0,99899	0,66082	0,6905	0,9985
0,82	107	0,899	0,912	0,85714	0,99495	0,63427	0,662	0,9975
0,83	104,1	0,873	0,89	0,84286	0,96414	0,60321	0,624	0,9895
0,84	102	0,861	0,869	0,82857	0,94747	0,57715	0,5935	0,9775
0,85	99,4	0,835	0,847	0,81429	0,92172	0,55461	0,5635	0,964
0,86	100,2	0,816	0,82	0,7872	0,88131	0,52906	0,527	0,942
0,87	97,2	0,778	0,793	0,7744	0,82879	0,49198	0,489	0,9175
0,88	96,6	0,753	0,764	0,7616	0,77929	0,46693	0,4555	0,8865
0,89	94,5	0,722	0,734	0,7488	0,72273	0,43287	0,42	0,854
0,9	91,3	0,69	0,704	0,736	0,6601	0,39729	0,3785	0,817
0,91	87,6	0,652	0,667	0,724	0,60606	0,36824	0,342	0,778
0,92	84,1	0,62	0,63	0,712	0,55101	0,32816	0,3105	0,7355
0,93	83	0,582	0,594	0,675	0,47222	0,28407	0,267	0,689
0,94	80,1	0,551	0,557	0,65	0,42475	0,25551	0,2375	0,633
0,95	77,8	0,506	0,52	0,625	0,36263	0,21844	0,202	0,5845
0,96	77,1	0,456	0,482	0,575	0,3096	0,19188	0,173	0,536
0,97	76,4	0,418	0,444	0,55	0,2697	0,16633	0,149	0,4845
0,98	76,9	0,38	0,406	0,525	0,22828	0,14228	0,1295	0,4375
0,99	76,2	0,335	0,368	0,46667	0,19949	0,12425	0,1085	0,3875
1	72,968	0,316	0,33	0,43333	0,16818	0,10521	0,094	0,3455
1,01	71,391	0,26225	0,275	0,375	0,14242	0,09269	0,079	0,294
1,02	70,6025	0,23538	0,2475	0,35	0,12222	0,08417	0,0715	0,253
1,03	69,814	0,2085	0,22	0,325	0,10758	0,07515	0,061	0,2135
1,04	68,237	0,15475	0,165	0,278	0,10303	0,07164	0,059	0,181
1,05	66,66	0,101	0,11	0,17067	0	0	0	0
1,06	65,5494	0,0808	0,089	0,1536	—	—	—	—
1,07	64,4388	0,0606	0,068	0,13653	—	—	—	—
1,08	63,3282	0,0404	0,047	0,11947	—	—	—	—
1,09	62,2176	0,0202	0,026	0,1024	—	—	—	—
1,1	61,107	0	0,005	0,08533	—	—	—	—
1,11	59,333	0	0,0025	0	—	—	—	—
1,12	58,15033	0	0,00083	—	—	—	—	—
1,13	56,9512	0	0	—	—	—	—	—

Eclairement solaire spectral extraterrestre ($I_{0\lambda}$), et réponse spectrale normalisée des capteurs Meteosat, S_{λ} (met-1)... S_{λ} (met-7), pour différentes longueurs d'onde (λ). (Rossow *et al.*, 1992 ; ISCCP, 1996 ; Eumetsat, 2000)

Liste des figures

Chapitre II

Figure II.1. Spectre énergétique du rayonnement solaire direct (WMO n°557, 1981). On note d'une part la similarité entre le spectre d'un corps noir à 6000K et celui du rayonnement solaire à l'extérieur de l'atmosphère, et d'autre part la différence entre le spectre solaire hors atmosphère et celui au niveau de la mer. La différence entre ces deux dernières courbes étant due aux phénomènes d'absorption et de diffusion atmosphériques, détaillés dans le paragraphe II.1.2.....	26
Figure II.2. Schéma des différents processus se produisant dans l'atmosphère (Grüter et al., 1986). Les quantités sont données en pourcentage par rapport au rayonnement incident (100 %).	35
Figure II.3. Cette caricature de Nadar apparut dans « Le Boulevard » du 25 mai 1862 (Honoré Daumier).	36
Figure II.4. Description du format B2. La première étape, appliquée uniquement sur les images du canal visible, consiste en un moyennage sur une fenêtre 2x2 pour obtenir un pixel de 5 km de côté. La deuxième étape est un sous-échantillonnage spatial, où un seul pixel d'une fenêtre 6x6 est retenu, soit un pixel sur 36. La valeur du pixel grisé du coin sud-est donnant sa valeur radiométrique au pixel B2 d'une taille de 30 km au nadir.	49
Figure II.5. Images Meteosat (canal visible, format B2) du 3 septembre 1992. De gauche à droite, et de haut en bas : 08:00 TU ; 11:00 TU ; 14:00 TU ; 17:00 TU. Plus le ton est clair, plus la réflectance est grande.....	50
Figure II.6. Carte d'albédo apparent par ciel clair dérivée des images Meteosat de septembre 1992, à midi.	52
Figure II.7. Schéma de la méthode Heliosat-1.....	53

Chapitre III

Figure III.1. Séquence d'images Meteosat disponibles le 11 juin 1996. De gauche à droite : slots 6, 12, 18, 24, 30, 36, 42, 48. Les niveaux de gris ont été choisis pour mettre en évidence l'obscurité ou l'éclairement du disque terrestre.	61
Figure III.2. Coefficient d'étalonnage a_i déduit des images Meteosat B2 de 1985 à 1997 par la méthode de Lefèvre et al. (2000).	62
Figure III.3. Coefficient d'étalonnage b_i déduit des images Meteosat B2 de 1985 à 1997 par la méthode de Lefèvre et al. (2000).	62
Figure III.4. Amplitude de la transformée de Fourier discrète, $A(f)$, et mise en évidence des cinq pics spectraux sur l'intervalle $[0 ; 0,01F_c]$	65

Figure III.5. Comparaison du coefficient d'étalonnage a_t avant (figure du haut) et après (figure du bas) correction du cosinus de l'angle zénithal solaire.....	67
Figure III.6. Amplitude de la transformée de Fourier, $A(f)$, du signal $a(t)$ sur l'intervalle $[0 ; 0,01F_c]$ avant (pointillés) et après (trait continu) correction du cosinus de l'angle zénithal solaire.....	68
Figure III.7. Amplitude de la transformée de Fourier $A(f)$ et filtre de fréquence de coupure correspondant à 11 jours. En convoluant ces deux fonctions on obtient le signal lissé.....	72
Figure III.8. Histogramme des résidus.....	73
Figure III.9. Luminance calculée pour un compte numérique de 100 entre le 1 ^{er} janvier 1985 et le 31 décembre 1997 a) avant et b) après filtrage du coefficient a_t	74
Figure III.10. Coefficient d'étalonnage a_t déduit des images Meteosat B2 de 1985 à 1997 par la méthode de Lefèvre et al. (2000). On note deux valeurs anormales qui seront retirées de la base de données.....	76
Figure III.11. Représentation du filtre. Les 33 coefficients $h(i)$ décrivant le filtre varient de $i=-16$ à $i=+16$	77
Figure III.12. En haut : Série temporelle du coefficient d'étalonnage a_t avant lissage. En dessous : Série temporelle du coefficient d'étalonnage a_t filtré (les variations inférieures à onze jours ont été supprimées).....	78
Figure III.13. Luminance calculée par la méthode de Lefèvre et al. modifiée en fonction de celle déduite de la méthode de Moulin et al pour un compte numérique égal à 100. La droite de régression est représentée sur la figure, ainsi que la marge d'erreur annoncée par Moulin et al. ($\pm 13\%$).....	80
Figure III.14. Comparaison des luminances pour un compte numérique de 100 entre la méthode de Lefèvre et al. revue ici et celle de Moulin et al. Le chevauchement des signes ♦ pour la méthode de Moulin et al. se traduit par une ligne très épaisse.....	81
Figure III.15. Comparaison de 1995 à 1997 de la méthode de Govaerts et al. avec celle de Lefèvre et al. modifiée. Les luminances ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.....	83
Figure III.16. Comparaison de la méthode ISCCP avec celle de Lefèvre et al. modifiée. Les luminances ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.....	84

Chapitre IV

Figure IV.1. Cartes d'irradiation horaire calculées à partir de la méthode Heliosat en utilisant le modèle de Bourges (à gauche) et le modèle ESRA (à droite).....	90
Figure IV.2. Différence relative entre les cartes d'irradiation solaire obtenues en utilisant le	

modèle de Bourges et le modèle ESRA.....	91
Figure IV.3. Comparaison entre le modèle de Bourges (G_c Bourges), le modèle de Perrin de Brichambaut et Vauge (G_c Perrin & Vauge), et le modèle de ESRA calculé pour différentes valeurs du trouble de Linke ($T_L = 2, 3, 5, 7$).....	95
Figure IV.4. Comparaison entre le modèle de Kasten (1990) utilisé par Meteonorm (2000) et le modèle ESRA (2000).....	96
Figure IV.5. Comparaison entre l'estimation de l'éclairement diffus donné par les modèles de Dumortier, ESRA, et Modtran.....	97
Figure IV.6. $K_c' = f(n')$	105
Figure IV.7. Simulation à partir du code de transfert radiatif Modtran : luminance en fonction du cosinus de l'angle zénithal solaire, pour différentes valeurs d'albédo au sol (0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3) et pour deux visibilitées différentes : 50 km et 5 km.....	109
Figure IV.8. Simulation à partir du code de transfert radiatif Modtran : évolution de l'albédo apparent en fonction de l'angle zénithal solaire pour différentes valeurs d'albédo au sol (0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3) et pour trois visibilitées différentes : 50 km, 23 km, et 5 km.....	110
Figure IV.9. Simulation à partir du code de transfert radiatif Modtran : évolution de l'albédo apparent en fonction de l'angle Soleil - pixel - satellite, pour différentes valeurs d'albédo au sol (0,003 ; 0,05 ; 0,2 ; et 0,3) et pour deux visibilitées différentes : 50 km et 5 km.	111
Figure IV.10. Albédo apparent issu de l'application des différentes procédures de normalisation de la méthode Heliosat-1, pour le pixel de coordonnées B2 (43 ; 238), au-dessus de Weißenstephan. a) Cano et al., 1986 et Diabaté et al., 1988, b) Moussu et al., 1989, c) Bauer, 1996, d) Beyer et al., 1996, e) Hammer et al., 1997 a, b.	115
Figure IV.11. Variation de l'albédo de la mer en fonction de l'angle zénithal solaire selon différents auteurs.....	116
Figure IV.12. Albédo apparent $\rho_g(\theta_z)$ (« rho ») et fonction $\rho_g(0) g'(\theta_z, T_L)$ (« rho_g * g' ») en fonction de l'angle zénithal solaire. Etude réalisée à partir des images Meteosat acquises entre 1985 et 1990 pour différents pixels situés en Europe : pixels de coordonnées a) (18 ; 251), b) (43 ; 238), c) (41 ; 226), et au-dessus de l'Océan : pixels de coordonnées d) (79 ; 272), e) (334 ; 92), f) (228 ; 366).....	120
Figure IV.13. Comparaison des valeurs mensuelles du trouble de Linke estimées avec la fonction $g'(\theta_z, T_L)$ et des valeurs issues de la base de données du site « Helioserve » pour deux pixels B2.	122
Figure IV.14. Variation de l'albédo apparent en fonction de l'angle défini par les directions Soleil - pixel - satellite pour les années 1985 à 1990, et correction $g''(\psi)$ proposée par Perez pour les pixels océaniques de coordonnées (189 ; 379), (334 ; 92), (228 ; 366), et pour Weißenstephan (43 ; 238).	124

Figure IV.15. Variation de la correction d'albédo, $g_z(\theta_z)$, en fonction de l'angle zénithal solaire, θ_z , pour différentes valeurs de masse d'air ($m = 1, \dots, m = 5$). La masse d'air n'a quasiment aucune influence sur la correction d'albédo.....	125
Figure IV.16. Luminance modélisée par Modtran pour une surface d'albédo nul en $W.m^{-2}.sr^{-1}$. Cette luminance est équivalente à la luminance intrinsèque de l'atmosphère, à la contribution de l'environnement près. Une même courbe correspond à un même site.	127
Figure IV.17. Luminance intrinsèque de l'atmosphère modélisée par Modtran en fonction de celle modélisée par une fonction du rayonnement diffus, selon l'équation (IV. 34).	128
Figure IV.18. Transmittances directes, diffuses, et globales en fonction de l'angle zénithal pour différentes valeurs de trouble de Linke.	129
Figure IV.19. Albédo de surface déduit d'après la relation (IV. 38) pour les cas de simulations Modtran correspondant à des surfaces d'albédo a) 0,05 b) 0,2 c) 0,3 et pour différentes visibilités. Dans le cas c), les points reliés par une courbe correspondent à une latitude de 60° , pour des longitudes de $0^\circ, 10^\circ, 20^\circ$ Est.....	130
Figure IV.20. Luminance intrinsèque de l'atmosphère pour le désert : pixel B2 (91 ; 236). Confrontation entre la modélisation par la fonction de l'équation (IV. 34) et la valeur déduite des observations du satellite sur un an (1985).	131
Figure IV.21. Luminance intrinsèque de l'atmosphère pour l'océan : pixel B2 (334 ; 325). Confrontation entre la modélisation par la fonction de l'équation (IV. 34) et la valeur déduite des observations du satellite sur un an a) 1985 b) 1995.....	132
Figure IV.22. Luminance intrinsèque de l'atmosphère pour Weihenstephan : pixel B2 (43 ; 238). Confrontation entre la modélisation par la fonction de l'équation (IV. 34) et la valeur déduite des observations du satellite sur un an (1985).	133
Figure IV.23. Valeurs de ρ , ρ_g et ρ_c pour a) Weihenstephan, pixel B2 de coordonnées (43 ; 238) b) l'océan, pixel B2 de coordonnées (334 ; 325).....	136

Chapitre V

Figure V.1. Importation du fichier plat dans la base de données, puis interrogation par le SGBD.	148
Figure V.2. Relations client, serveur, SGBD, lors d'une requête sur les coefficients d'étalonnage.	150
Figure V.3. Formulaire de requête du site Helioserve pour l'interrogation de la base de données des coefficients d'étalonnage.....	151
Figure V.4. Page HTML présentant les résultats de la requête sur la base de données des	

coefficients d'étalonnage pour un jour donné.....152

Figure V.5. Page HTML présentant les résultats de la requête sur la base de données des
coefficients d'étalonnage pour une période.152

Figure V.6. Exemple du système SoDa permettant de déduire le bilan radiatif en un site donné.154

Liste des tableaux

Chapitre I

Tableau I.1. Précision (erreur quadratique moyenne relative : EQM, et biais relatif) de certaines méthodes permettant de déduire l'irradiation solaire à partir d'images satellitaires. Ces résultats sont issus d'une recherche bibliographique. Un biais positif est synonyme d'une sous-estimation.....	18
--	----

Chapitre II

Tableau II.1. Valeurs d'albédo de différentes surfaces (d'après Grüter et al.,1986).	43
Tableau II.2. Historique des capteurs Meteosat nominaux opérationnels. (Source : Eumetsat)...	46

Chapitre III

Tableau III.1. Eclairements (W.m^{-2}) enregistrés par le canal VIS des différents capteurs Meteosat, $I_{0 \text{ met}} = \int_{0,3}^{1,1} I_0 \lambda S_\lambda d\lambda$, d'après Lefèvre et al. (2000) pour les capteurs Meteosat-1, -2, -3, -4.	59
Tableau III.2. Correspondance entre les jours juliens indexés depuis le 1 ^{er} juin 1983 et différentes dates.	61
Tableau III.3. Localisation des cinq fréquences remarquables d'après le calcul de la transformée de Fourier. (Voir la localisation des pics sur la figure III.4).	64
Tableau III.4. Eclairements enregistrés par le canal VIS des différents capteurs Meteosat, d'après Govaerts. Ces valeurs corrigent celles du tableau III.1 pour Meteosat-5, -6, et -7.	75
Tableau III.5. Valeurs des trente-trois coefficients du filtre pour i variant de -16 à +16.	78
Tableau III.6. Résultats de l'analyse statistique de la comparaison entre les luminances calculées d'une part par la méthode de Lefèvre et al. modifiée et d'autre part par celle de Moulin et al. Les luminances comparées ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.	80
Tableau III.7. Résultats de l'analyse statistique de la comparaison entre les luminances calculées d'une part par la méthode de Govaerts et al. (1998) et d'autre part par celle de Lefèvre et al. (2000) telle que modifiée dans ce chapitre. Les luminances comparées ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.	82
Tableau III.8. Résultats de l'analyse statistique de la comparaison entre les luminances calculées d'une part par la méthode ISCCP et d'autre part par celle de Lefèvre et al. (2000)	

modifiée. Les luminances comparées ont été calculées pour un compte numérique égal à 100.....	84
---	----

Chapitre IV

Tableau IV.1. Modèles de ciel clair. G_c : éclairement solaire global par ciel clair, B_c : composante directe de l'éclairement solaire, D_c : composante diffuse, I_0 : constante solaire (1367 W.m^{-2}), ϵ : correction de la distance Terre - Soleil, γ_s : hauteur angulaire du soleil, $H_R = 8000\text{m}$, $H_D = 1250\text{m}$, T_{rd} : transmittance diffuse au zénith, F_d : fonction angulaire diffuse, f_{1TL} , f_{2TL} , f_{3TL} , P_{1TL} , P_{2TL} , et P_{3TL} sont des fonctions de T_L	94
Tableau IV.2. Description du jeu de données au sol.....	97
Tableau IV.3. Résultats (erreur quadratique moyenne : EQM, et biais) de la comparaison entre mesures au sol et estimations du rayonnement diffus horaire par les modèles de Dumortier, ESRA, et Modtran.	99
Tableau IV.4. Valeurs des coefficients A et B au-dessus de l'Europe d'après Diabaté, 1989.....	102
Tableau IV.5. Latitude (degrés décimaux), longitude (degrés décimaux) et coordonnées (ligne, colonne) des pixels B2 étudiés pour tester l'adéquation de la fonction de modulation $g'(\theta, T_L)$	119

Chapitre V

Tableau V.1. Extrait de la terminologie des SGBD de type relationnel, Dahan (1997).....	145
Tableau V.2. Champs de la base de données des coefficients d'étalonnage. Chaque enregistrement correspond à un jour et inclut tous ces champs.	148

Chapitre VI

Tableau VI.1. Description des canaux du radiomètre imageur SEVIRI de MSG (Ratier, 1999).	159
---	-----

VERS UN ACCES A UNE CLIMATOLOGIE DU RAYONNEMENT SOLAIRE : ESTIMATION DE L'IRRADIATION GLOBALE A PARTIR D'IMAGES SATELLITALES

Résumé

Le Soleil est la source d'énergie essentielle de notre planète, et la connaissance du rayonnement solaire devient nécessaire dans un nombre croissant de domaines, où les utilisateurs font face à un manque de données.

Les mesures disponibles dans le réseau météorologique mondial fournissent des valeurs du rayonnement solaire reçu au sol ; cependant elles sont ponctuelles et dispersées. Il est alors nécessaire de recourir à des interpolations ou extrapolations, techniques d'autant moins précises que la distance à la station augmente.

Dans ce contexte, nous proposons d'une part une méthode d'estimation du rayonnement solaire reçu au sol à partir d'images satellitales, et d'autre part des outils pour permettre à l'utilisateur d'accéder de manière plus efficace à l'information sur le rayonnement solaire par l'intermédiaire d'Internet.

Parmi les méthodes existantes, la méthode Heliosat a été choisie au regard des critères de qualité, de robustesse, et d'exploitation, qualités qui doivent être renforcées dans l'objectif de créer une climatologie du rayonnement solaire.

Nous proposons donc d'améliorer la méthode Heliosat en :

- introduisant une méthode automatique d'étalonnage,
- utilisant un modèle ciel clair plus précis,
- établissant une nouvelle relation entre les indices de ciel clair et d'ennuage,
- évaluant l'albédo des différentes surfaces à partir des images étalonnées.

Fort de ces améliorations, la méthode « Heliosat-2 » constitue alors une base solide pour l'élaboration d'une base de données climatiques du rayonnement solaire, devant être disséminées au travers d'Internet.

Mots-clés : rayonnement solaire, Meteosat, méthode Heliosat, albédo, télédétection, étalonnage, météorologie.

TOWARDS AN ACCES TO SOLAR RADIATION CLIMATOLOGY: ESTIMATION OF GLOBAL IRRADIATION FROM SATELLITE IMAGES

Abstract

The Sun is the primary source of energy for the Earth. There is a strong need for information on solar radiation in many domains, but there is a large discrepancy between user request and available information.

Solar radiation is measured by ground networks, but measurements are punctual and scattered. Therefore interpolation or extrapolation techniques are necessary, but they are leading to errors growing with the distance from the station.

In this framework, we are proposing firstly a method to estimate solar radiation from satellite images, and secondly tools to allow the customer to access more efficiently to information on solar radiation throughout Internet.

Among the existing methods, the Heliosat method has been chosen with regard to quality, robustness, and exploitation criteria that must be stronger considering the objective of creating a climatology of solar radiation. We are thus proposing some changes to improve the Heliosat method by:

- introducing a method for the automatic calibration of Meteosat sensors,
- using a more accurate clear-sky model,
- establishing a new relationship between cloud and clear-sky indices,
- evaluating albedos of various surfaces from calibrated images.

Consequently, the "Heliosat-2" method will be a strong basis to elaborate a climatic database of solar radiation to be disseminated throughout the Internet.

Key words : solar radiation, Meteosat, Heliosat method, albedo, remote sensing, calibration, meteorology.

Laboratoire d'accueil :	Centre d'Energétique - Groupe Télédétection & Modélisation - Ecole des Mines de Paris Rue Claude Daunesse - B.P. 207 - F-06904 Sophia Antipolis Cedex
Thèse présentée par :	RIGOLLIER Christelle
Discipline :	le : 17 novembre 2000 " Sciences et Technologies de l'Information et de la Communication " (« Propagation, Télécommunications, et Télédétection »)
Etablissement :	Université de Nice - Sophia Antipolis
